



Le quartz et la cinématique des zones ductiles

Jean-Luc Bouchez

► To cite this version:

Jean-Luc Bouchez. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Tectonique. Université de Nantes, 1977. Français. NNT : . tel-00804631v2

HAL Id: tel-00804631

<https://theses.hal.science/tel-00804631v2>

Submitted on 26 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H E S E

présentée

A l'U.E.R. des Sciences de la Nature de l'Université de NANTES

par

Jean-Luc BOUCHEZ

pour obtenir le titre de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

—

LE QUARTZ

ET LA CINEMATIQUE DES ZONES DUCTILES

—

soutenue le 28 mai 1977 devant la Commission d'Examen

M. A. NICOLAS

Président

M. M. MATTAUER

M. S. WHITE

M. J. BLAISE

M. F.H. FORESTIER

M. J. PAQUET

M. J.P. POIRIER

}

Examineurs

T H E S E

présentée

A l'U.E.R. des Sciences de la Nature de l'Université de NANTES

par

Jean-Luc BOUCHEZ

pour obtenir le titre de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

LE QUARTZ

ET LA CINEMATIQUE DES ZONES DUCTILES

soutenue le 28 mai 1977 devant la Commission d'Examen

M. A. NICOLAS

Président

M. M. MATTAUER

M. S. WHITE

M. J. BLAISE

M. F.H. FORESTIER

M. J. PAQUET

M. J.P. POIRIER

}
Examineurs

AVANT-PROPOS

Ma gratitude va d'abord aux membres du Laboratoire Adolphe NICOLAS, maître éclairé et perspicace, animateur simple et exigeant, et dont je suis fier de compter parmi les collaborateurs ; Françoise BOUDIER, une amie depuis nos premières études structurales sur les péridotites, en compagnie de Jean-Claude MERCIER, encore étudiant, mais qui déjà promettait ; Anne-Marie BOULLIER, Michel DAROT, Arnaud ETCHECOPAR, Yves GUEGUEN, Bernard LASNIER, mes amis dans les activités quotidiennes de recherche, et auxquels je dois beaucoup.

Je dois aussi beaucoup à la collaboration amicale de Jacques BLAISE, Arnaud PECHER, Jean-Paul POIRIER, Jean-Claude DOUKHAN.

Pierre CAVET, Jacques MARCHAND, François H. FORESTIER, Daniel RICOULT, Jean-François VIOLETTE, Philippe COISY ont contribué à créer un environnement sympathique et chaleureux.

Je n'oublie pas les liens sincères, quoique ténus avec Mrs. P. VIALON, J. PAQUET, F. MEILLIEZ, C. DUPUIS, M. BRUNEL, P. LAURENT, G. LISTER.

La réalisation technique est due au travail soutenu : de Roland DERVAL pour les lames minces de grande qualité, d'Alain COSSARD, pour la figuration dessinée avec grand soin, imperturbable malgré mon désordre ; de Jeanne NAULET pour les travaux de photographie à tous les niveaux de ce travail, de Madame MAURY et de Madame DAVID pour le soutien dans les tâches quotidiennes ; de mon épouse pour son soutien permanent et pour les multiples frappes du manuscrit.

Les membres de ce Jury, Messieurs M. MATTAUER, S. WHITE, J. BLAISE, F.H. FORESTIER, J. PAQUET et J.P. POIRIER, m'honorent et honorent le Laboratoire de Tectonophysique de Nantes. Je les en remercie.

R E S U M E

Ce travail est voué à l'étude de comportement plastique du quartz dans les tectonites, par l'examen au microscope optique des microstructures, des sous-structures et des orientations préférentielles de forme et de réseau, en vue d'une analyse cinématique de ces tectonites. Trois zones de grande déformation appelées zones ductiles, apportant chacune des contributions spécifiques, sont choisies comme support de l'étude : l'axe Angers-Lanvaux, étudié dans la région d'Angers (Massif Armoricaïn), le Grand Chevauchement Central himalayen au Népal Central, et la zone ductile de Maydan (Afghanistan). Le caractère cinématique le plus constant dans ces zones est un écoulement plastique subparallèle à une linéation majeure d'allongement, horizontale ou faiblement pentée ; l'échauffement plastique développé par cet écoulement peut rendre compte, au moins partiellement, du métamorphisme de position lié à ces zones, ainsi que le montre un modèle thermique schématique. Le problème de l'initiation et de la croissance d'une zone ductile est abordé à l'aide d'un modèle basé sur l'existence d'une hétérogénéité locale de la loi de déformation d'une plaque soumise à un couple de cisaillement constant. Un modèle général de zone ductile à plan d'écoulement subvertical (par opposition aux grands chevauchements) tente d'intégrer les caractéristiques communes à ces zones.

Notre contribution à l'étude de la plasticité du quartz est d'abord fondée sur l'examen des niveaux riches en quartz dans le gradient de déformation de l'axe ductile d'Angers ; ce gradient est accompagné d'un gradient thermique ne dépassant pas les conditions du faciès schistes verts. Dans ces déformations de relativement basse température la recristallisation du quartz est limitée et permet de suivre la déformation progressive des grains originels (porphyroclastes). La détermination des mécanismes de la déformation du quartz est tirée des observations des éléments de la sous-structure optique, de leurs

orientations préférentielles ainsi que de celles des axes C, et ceci, dans différents types morphologiques de porphyroclastes. Le système de glissement prédominant est basal ((0001) $\langle a \rangle$) ; il est relayé à plus haute température, et peut-être en présence d'eau, par un système prismatique de direction basale ((10 $\bar{1}$ 0) $\langle a \rangle$). Les interprétations cinématiques qui découlent de la compréhension des mécanismes de la déformation du quartz sont éprouvées par le choix de l'étude de quartzites associés à un chevauchement majeur de sens connu en Himalaya. Une étude statistique des orientations de réseau permet de déduire le régime rotationnel de l'écoulement et confirme largement la relation attendue entre le sens du cisaillement dans les quartzites et le sens du chevauchement. Les microstructures dans les quartzites se répartissent en cinq domaines dont la zonéographie est très liée à celle des isogrades du métamorphisme. L'essentiel de la déformation opère dans des conditions de relativement haute température où la recristallisation est la règle. Dans les domaines où la recristallisation secondaire est peu développée, l'étude des sous-joints indique la prépondérance des directions de glissement $\langle a \rangle$, et leur distribution par rapport au repère structural souligne leur signification cinématique et conduit à une interprétation originale des couronnes croisées d'axes C, si fréquentes dans les tectonites. Dans la zone de Maydan, on s'appuie sur les résultats précédents pour dresser une carte des sens de cisaillement et proposer une reconstitution cinématique de ce domaine géostructural particulier. Outre les arguments de terrain, la comparaison des distributions d'axes C avec celles des déformations expérimentales permet de montrer l'importance de la composante irrotationnelle dans les déformations de cette zone.

L'activité thermique des zones ductiles, souvent marquée par une zonation métamorphique symétrique de part et d'autre de l'axe de ces zones, est mise en relation, à l'aide d'un modèle thermique schématique, avec l'échauffement plastique qu'elles développent. On calcule que dans une zone ductile de 4 km de largeur se déformant à une vitesse "géologique" (qq cm/an) sous une contrainte de l'ordre de 1 Kbar, en partant d'une température initiale de 300°C, il faut 20 millions d'années pour atteindre une température de 650°C pouvant conduire à une fusion anatectique comme on l'observe dans la zone de Maydan.

L'instabilité créée par une hétérogénéité locale de la loi de déformation à vitesse constante d'une plaque soumise à un couple de cisaillement est capable d'engendrer une zone ductile. Un modèle montre, qu'en fluage stationnaire, la croissance de la zone ductile peut être entretenue par l'échauffement plastique qui fait constamment croître le gradient de déformation. Pour une loi $\sigma_K = Kf(\gamma, \dot{\gamma}, T)$, dont les paramètres de l'écoulement sont ceux du granite de Westerly, où γ représente la déformation cisailante et T la température, une diminution du coefficient K exprime le défaut de résistance du matériau. On engendre des zones ductiles "géologiquement" acceptables pour des valeurs K de l'ordre de 0.5 à 0.8 K. On discute le développement ultérieur de la zone ductile ainsi que l'origine du défaut de résistance qui serait compatible avec de faibles variations de température dans un niveau de contrainte constante.

Une zone ductile en décrochement apparaît comme un linéament majeur de la croûte continentale qui se développe en longueur sur des dizaines à des centaines de kilomètres, et en largeur sur quelques kilomètres. Il montre, parallèlement à son allongement, diverses structures linéaires subparallèles entre elles et à faible plongement. La direction de l'écoulement principal est proche de la linéation majeure d'allongement ou confondue avec elle suivant le régime rotationnel ou irrotationnel de l'écoulement ; les plans de foliation, représentant approximativement les plans support de l'écoulement, sont subverticaux ou disposés en zone autour de la linéation majeure, en forme de coupole, à la faveur par exemple d'une hétérogénéité ascendante au cœur de la zone ductile. L'échauffement plastique, responsable d'une zonation métamorphique à symétrie bilatérale autour de l'axe de la zone ductile, concentre progressivement l'écoulement dans cet axe et peut conduire à la fusion partielle et, en profondeur à des formations anatectiques qui peuvent monter au cours de la déformation (structure en dôme, linéations redressées) ou s'exprimer tardivement par des granites intrusifs.

CHAPITRE I

METHODES ET TRAVAUX DE REFERENCE

Ce chapitre d'introduction est destiné à montrer le rôle fondamental et les insuffisances des études de la déformation finie qui, dans l'optique d'une analyse cinématique, doivent être complétées par l'analyse de la structure de l'agrégat. On traite ensuite des éléments et des modes d'observation de l'agrégat intervenant dans cette analyse. Les principales données résultant de l'étude de l'agrégat sont des données directionnelles dont le traitement automatique est présenté dans un fascicule séparé. Enfin, une brève revue des principaux travaux sur la déformation du quartz permettra de situer nos travaux dans ce domaine actuellement très actif de la recherche en géologie.

I.1. DEFORMATION ET ANALYSE CINEMATIQUE.

Les éléments du développement qui suit sont largement inspirés de l'ouvrage de NICOLAS et POIRIER (1976). Les références complémentaires sont indiquées dans le texte.

L'analyse cinématique, appliquée aux tectonites soumises à des déformations importantes, se propose de relier aux structures pénétratives inscrites dans la roche -foliation et linéation-, les caractéristiques géométriques de l'écoulement à l'état solide de la roche : direction et éventuellement plan de l'écoulement ; écoulement irrotationnel ou rotationnel et, dans ce cas, son sens (cf. I.1.4.). Dans ce but, il n'est possible d'analyser que des formations tectoniques non polyphasées au sens strict, ou encore telles que la grande déformation soit le dernier épisode. Ceci nécessite une analyse structurale classique préliminaire qui mettra en évidence la chronologie et éventuellement l'importance relative des événements tectoniques.

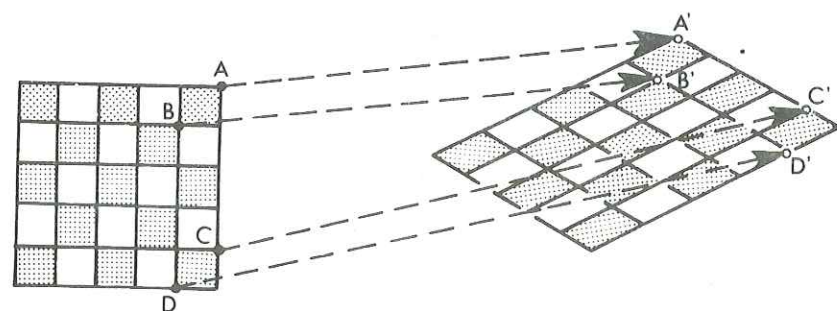


Figure I.1. : Déformation homogène.

AA', BB', CC' et DD' sont des vecteurs du champ de déplacement. A des vecteurs égaux dans l'état non déformé (AC et BD par exemple) correspondent des vecteurs égaux dans l'état déformé (A'C' et B'D'). D'après HOBBS et al. (1976, p. 23).

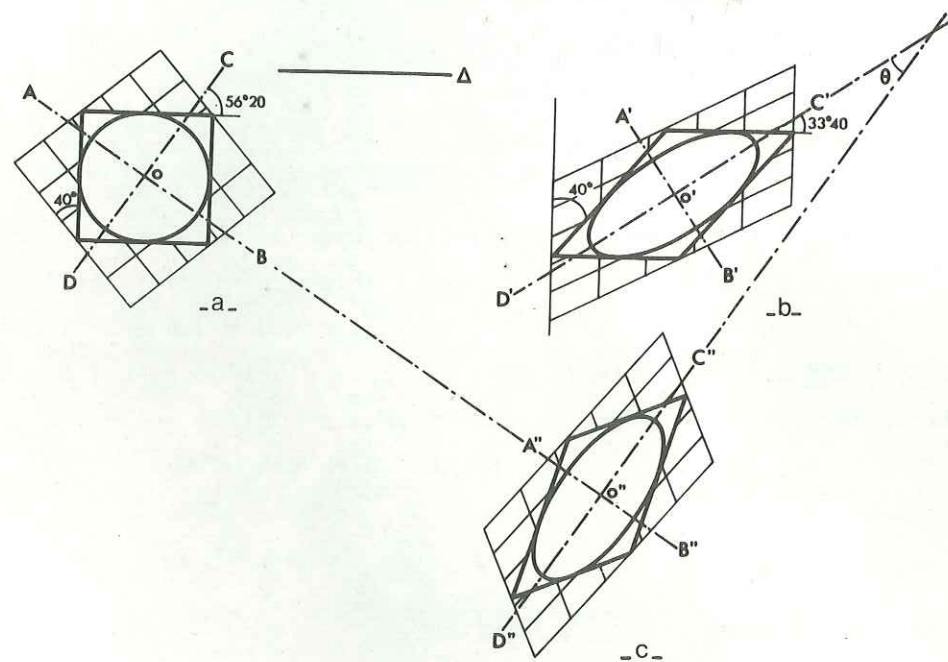


Figure I.2. : Ellipse de la déformation.

Déformation rotationnelle (b) et irrotationnelle (c). La figure (b) est déduite de (a) par cisaillement simple dextre de 40° selon Δ ; A'B' et C'D' sont les axes principaux de l'ellipse de la déformation, transformés des axes AB et CD de l'état non déformé. La figure (c) est déduite de (a) par cisaillement pur, d'axes principaux invariants AB et CD, et d'une quantité telle que la figure obtenue soit superposable à (b), à une translation et une rotation globale ($\theta = 22^\circ 40'$) près. D'après HOBBS et al. (1976, p. 25).

L'étude des relations géométriques des objets structuraux peut conduire à une chronologie parfois reliée à tort avec un polyphasage tectonique. NICOLAS et BOUDIER (1975) ont montré par exemple, que dans les péridotites de Lanzo, des plis ouverts dont les caractéristiques géométriques sont liées à la phase de grande déformation, s'intègrent dans un continuum cinématique (voir aussi § II.3.3.)

L'analyse cinématique implique avant tout la connaissance de la forme de l'état déformé : c'est l'analyse de la déformation finie. Cette forme ne doit pas trop varier à l'échelle de l'échantillon : la déformation doit être homogène. Après avoir rappelé quelques définitions formelles, on montrera les limites de l'analyse géométrique de l'état déformé qui doit être complétée par une analyse de la structure interne du matériau déformé.

I.1.1. DEFORMATION HOMOGENE.

Le terme de déformation* apparaît lors de la comparaison de deux états : au sens strict, il est indépendant du chemin suivi par les particules matérielles constituant le milieu. Si l'on relie par des vecteurs chaque point matériel dans l'état non déformé à chaque point correspondant dans l'état déformé, on a un champ de vecteurs ou un champ de déplacement. Le champ de déplacement représente la déformation. La déformation est homogène si le gradient de déplacement est constant, c'est-à-dire, si la variation du vecteur déplacement d'un point à un autre peut être décrite par une loi linéaire (Fig. I.1.). En pratique, dans une déformation homogène, une droite se transforme en une droite, des droites parallèles restent parallèles entre elles dans l'état déformé, ou bien encore plus généralement, l'ellipsoïde de la déformation (cf. I.1.2.) a la même forme et la même orientation en tout point du milieu déformé. Il s'agit certainement d'un cas très particulier de déformation, mais dans ce cas le champ de déplacement peut être décrit par des équations mathématiques relevant de l'algèbre linéaire (RAMSAY, 1967, p. 56 et suiv.). Quand la déformation n'est pas homogène : pli, faille, zone de cisaillement dans un milieu continu ou discontinu, boudinage dans un milieu discontinu... , on se tient généralement à une description plus phénoménologique ou bien on découpe le milieu en domaines dans lesquels la déformation est à peu près homogène. En fait, dans certains cas où le gradient de déformation peut être assimilé à une loi simple, on peut entreprendre une description mathématique : c'est le cas des zones de cisaillement décrites comme résultant d'un mécanisme de cisaillement simple d'angle variable (RAMSAY et GRAHAM, 1970 ; cf. V.2.).

I.1.2. DEFORMATION HOMOGENE D'UN SOLIDE ISOTROPE.

Soit un solide de forme connue extrait par la pensée d'un milieu idéal homogène et isotrope dont les propriétés ne varient ni avec la position dans le solide ni avec l'orientation. On peut toujours mettre en coïncidence les formes résultant d'une déformation homogène par : -1) un mécanisme de cisaillement simple ;

* en anglais : deformation ; synonyme : distorsion (en anglais : distortion), à ceci près qu'une distorsion implique que la position relative des points matériels dans le milieu varie d'un état à l'autre, ce qui n'est pas obligatoire dans une déformation s.l. (translation et/ou rotation globales).

- 2) un mécanisme de cisaillement pur (restreint aux déformations planes puisque le cisaillement simple est une déformation plane) ou - 3) par une combinaison des deux mécanismes précédents. La figure I.2. illustre la proposition précédente dans le plan de la déformation (l'axe perpendiculaire à la feuille est invariant). Elle montre que la coïncidence des solides en (b) et (c) est réalisée, à une translation près, grâce à une rotation globale de l'une des figures par rapport à l'autre. Si l'on prend une sphère (un cercle) comme figure de référence de l'état non déformé (Fig. I.2.), on voit qu'elle se transforme en ellipsoïde (ellipse) appelé ellipsoïde de la déformation, dont les axes principaux sont les axes principaux de la déformation : dans un référentiel indépendant, ces axes subissent une rotation dans une déformation par cisaillement simple -d'où le terme de déformation rotationnelle-, et restent parallèles à eux-mêmes dans une déformation par cisaillement pur -déformation irrotationnelle-. Ainsi, on voit que seuls les axes principaux d'une déformation par cisaillement pur sont invariants, et que l'on ne peut distinguer une déformation irrotationnelle d'une déformation rotationnelle (ou d'une combinaison des deux) que si l'on connaît l'orientation des axes principaux dans l'état prédéformé : ce cas, illustré par la figure I.2., est purement théorique. Dans la pratique, on ne connaît pas l'orientation des axes principaux dans l'état prédéformé, et l'on peut écrire (HOBBS et al., 1976, p. 32) : "Un cisaillement pur et un cisaillement simple ne sont différents que par une rotation globale et une translation globale "et" tout cisaillement simple d'angle ϕ peut être représenté par la composition d'un cisaillement pur et d'une rotation globale d'un angle $\text{Arc tg } (1/2 \text{ tg } \phi)$ ".

I.1.3. QUANTITE DE DEFORMATION ; DEFORMATION PROGRESSIVE.

(i) Le terme de déformation s'emploie souvent dans le sens de quantité de déformation ou bien lorsqu'une quantification est sous-entendue. Il manque ici un mot français équivalent au terme anglais "strain", terme qui s'emploie aussi pour indiquer l'action de déformer (cf. ii). La déformation est quantifiée de diverses façons à partir des variations de longueur de lignes (élongation, élongation quadratique...), ou des variations angulaires entre couples de lignes (angle de cisaillement) (HOBBS et al., 1976, p. 33-35 ; NICOLAS et POIRIER, 1976, p. 19-22). L'estimation de la quantité de déformation subie par une roche passe souvent par la recherche et l'analyse de marqueurs de la déformation. Le marqueur idéal est originellement sphérique et se déforme comme le milieu qui l'inclue (même ductilité) : dans ce cas l'ellipsoïde de forme du marqueur déformé est l'ellipsoïde de la

déformation. Les rapports de longueur de ses axes sont reportés sur un diagramme de FLINN (1962), par exemple, qui indique le type* (mais non le mécanisme) et la quantité de déformation du milieu.

(ii) Le terme de déformation apparaît le plus souvent avec un sens moins restrictif que dans la définition initiale (cf. I.1.1.) : il inclut la notion de déformation progressive (en anglais : progressive strain). Cette notion est liée à celle de l'histoire (en anglais : strain history) ou, quantitativement sur un diagramme, de chemin de la déformation (en anglais : strain path), qui s'intéresse au processus conduisant d'un état à un autre. Cette extension de contenu peut conduire à des incompréhensions entre tectoniciens. Ainsi, rien n'indique que la déformation irrotationnelle d'un solide soit le résultat d'une déformation progressive telle que les axes principaux sont toujours restés parallèles entre eux : si tel est le cas, on dira que l'histoire de la déformation (ou que la déformation progressive) est coaxiale (HOBBS et al., 1976, p. 47). Au sens strict, dans tous les autres cas, probablement de beaucoup les plus fréquents** (géométriquement, une déformation irrotationnelle est déjà un cas particulier), la déformation progressive n'est pas coaxiale. Cette dernière terminologie n'apporte à notre sens aucune description supplémentaire de la déformation et, dans ce travail :

- déformation irrotationnelle signifiera : déformation progressive coaxiale et ,
- déformation rotationnelle, ou toute combinaison avec une déformation irrotationnelle signifiera : déformation progressive non coaxiale.

La notion de déformation progressive est à l'origine des études de déformation incrémentale qui ont pour but de décrire l'ellipsoïde de la déformation à chaque étape d'une déformation progressive. Ces études prolongent celles de la déformation finie. Les méthodes d'analyse de la déformation finie, et dans une moindre mesure celles de la déformation incrémentale, s'appuient sur l'ouvrage fondamental de RAMSAY (1967) et sur les travaux ultérieurs de son équipe à l'Université de Leeds (Angleterre). Il faut convenir que l'application de l'analyse de la déformation incrémentale aux cas géologiques ne peut être que rare et partielle car le matériau déformé ne montre pas d'enregistrement des étapes de la déformation. Une exception bien connue est celle de l'observation du plissement d'un niveau boudiné ou, au contraire, du boudinage d'un pli (RAMSAY, 1967, p. 115), qui illustre le cas d'une déformation progressive (non coaxiale) dans laquelle une petite variation angulaire des axes principaux fait passer en régime de compression des domaines du matériau initialement en régime d'extension et vice-versa. Une autre exception est

* Extension uniforme ($K \rightarrow \infty$) - extension ($K > 1$) - déformation plane ($K = 1$) - aplatissement ($K < 1$) - aplatissement uniforme ($K = 0$).

** Le Chapitre IV donne à cet égard un exemple où l'on peut presque toujours mettre en évidence une composante rotationnelle dans une déformation que nous interprétons comme "presque" coaxiale.

celle où l'on peut rechercher par calcul direct ou par simulation selon un modèle, les étapes de la déformation hétérogène d'une région, à condition qu'il soit légitime de faire l'hypothèse d'un mécanisme simple (par exemple : cisaillement simple de direction constante), et d'un gradient de déformation répondant à une loi simple (RAMSAY et GRAHAM, 1970 ; COWARD, 1976 ; Chap. V.2.). Dans le cas général, la connaissance de l'ellipsoïde de la déformation en chaque point d'une région ne permet pas de déduire l'histoire de la déformation, et partant, ne donne pas d'indications sur le mécanisme macroscopique de la déformation.

I.1.4. LA NOTION D'ECOULEMENT DANS LES TECTONITES.

On voit en figure I.1. que, si on fixe le référentiel d'observation au solide étudié, le champ de déplacement représentant la déformation s'écrit :

\vec{D} Déformation s.str. (= Distorsion) = \vec{D} Déformation s.l. - \vec{T} Translation, le terme \vec{T} Translation signifiant une translation et/ou une rotation globales. Les lignes de flux de ce champ de vecteurs \vec{D} (courbes enveloppe tangentes en chaque point à \vec{D}) matérialisent l'écoulement dans le solide. La direction moyenne de ces lignes dans un domaine indique la direction de l'écoulement ; les rapports géométriques existant entre cette direction et les axes de l'ellipsoïde de la déformation permettent alors de déterminer le régime de l'écoulement (cf. I.1.7.). La carte des lignes de l'écoulement de la glace sur un glacier (MILNES and HAMBREY, 1976) déduite à partir de mesures effectuées à des temps successifs illustre directement ce qui précède. L'observation du seul état déformé d'un solide isotrope ne permet pas de dresser la carte des lignes d'écoulement. Par contre si le solide est un agrégat formé d'éléments stratifiés (cristaux d'une roche), l'étude de la structure de cet agrégat qui fait l'objet des paragraphes suivants permet de tracer les lignes de l'écoulement à travers l'orientation des directions de glissement, et les plans de l'écoulement à travers celle des plans de glissement (on admet que l'orientation moyenne de la direction cristallographique active du système de glissement correspond à celle du vecteur \vec{D} local et on reconstitue les lignes de flux en considérant l'ensemble des vecteurs \vec{D}). Cette reconstitution est une image instantanée de l'écoulement ; elle conduit à une interprétation cinématique (cf. I.1.7.) qui permet des reconstitutions dans le temps si l'on peut justifier la dépendance "évolution dans le temps-évolution dans l'espace".

I.1.5. SOLIDE STRATIFIE SOUMIS A UN EFFORT

On définit un solide stratifié comme astreint à ne se déformer que par glissement le long de plans parallèles à une stratification. L'application d'un effort sur ce solide donnera des états de déformation différents suivant les orientations relatives de l'effort et du plan de stratification. Le seul mécanisme possible est celui d'une déformation plane par cisaillement simple, de plan imposé, et dont la direction et le sens sont celles du vecteur "contrainte résolue de cisssion" dans le plan de stratification ; l'existence ou

non du cisaillement dépend de la grandeur de ce vecteur qui doit être supérieure à un seuil critique. On enlève un degré de liberté à la déformation du solide stratifié si l'on impose une direction de glissement dans le plan de stratification. La déformation d'un tel solide est une bonne image macroscopique des déformations dites de basses températures pour un cristal ne possédant qu'un système de glissement.

L'étude des mécanismes intimes de la déformation intracristalline (mouvement des dislocations), objet de la métallurgie physique (NICOLAS et POIRIER, 1976 ; Chap. III et IV), révèle une réalité plus complexe dans laquelle la température et le rapport température-vitesse de déformation sont les deux paramètres essentiels. Ils permettent de définir les principaux régimes de déformation (au sens métallurgique) dans lesquels sont en concurrence les mécanismes de durcissement, pouvant conduire à l'écrouissage, et d'adoucissement par restauration et/ou recristallisation. L'un des buts de la déformation expérimentale des monocristaux est la recherche des systèmes de glissement actifs (plans-directions) ainsi que les seuils critiques des contraintes résolues de cisssion suivant les directions de glissement, en fonction de la température, de la vitesse de déformation et éventuellement de la pression (cf. I.6.1.).

Une roche est, dans le cas le plus simple, constituée d'un agrégat de cristaux de même nature (ou polycristal), et de même taille. Sa déformation résulte de la composition des déformations des cristaux constitutifs.

I.1.6. DEFORMATION D'UN AGREGAT : ORIENTATIONS PREFERENTIELLES.

Les références portant sur les matériaux géologiques sont choisies parmi les agrégats de quartz (ou quartzites) et accessoirement d'olivine. En particulier, aucune référence ne sera faite aux études, fort nombreuses cependant, d'agrégats de calcite. La déformation d'une roche induit des orientations préférentielles de deux natures :

a - Orientation préférentielle de forme des cristaux, liée à une évolution des joints de grains (limite des cristaux) dont la nouvelle distribution confère à la roche une structure pénétrative (i-e. : que l'on retrouve à l'échelle du grain). Ainsi, la roche peut présenter un plan de foliation : plan moyen d'aplatissement des grains, et/ou une linéation contenue dans le plan de foliation : direction moyenne d'allongement des grains. La linéation est la direction structurale X, la normale au plan de foliation est Z ; le plan de foliation est XY. En l'absence de marqueurs vrais de la déformation finie (cf. I.1.3.), les axes structuraux X,Y,Z sont considérés comme parallèles aux axes de l'ellipsoïde de la déformation.

b - Orientation préférentielle de réseau des cristaux, liée à une nouvelle distribution des plans et des directions de glissement. L'orientation de réseau des cristaux de l'agrégat se représente le plus souvent sous forme de diagrammes de densité d'orientation repérés par rapport aux axes structuraux X,Y et Z. Les méthodes d'étude et de traitement de la distribution des éléments cristallographiques font l'objet du paragraphe I.6.

Les paragraphes qui suivent illustrent le processus d'acquisition d'orientations préférentielles de forme et de réseau dans une déformation progressive.

I.1.6.1. Simulation de la déformation d'un agrégat plan (ETCHECOPAR, 1974).

La "roche" non déformée est un agrégat plan et jointif de polygones de taille identique et stratifiés (= astreints à ne se déformer que parallèlement à une direction). La distribution originelle des lignes de glissement est quelconque. Cet agrégat est astreint à se déformer globalement par cisaillement simple, cisaillement pur ou une combinaison des deux mécanismes.

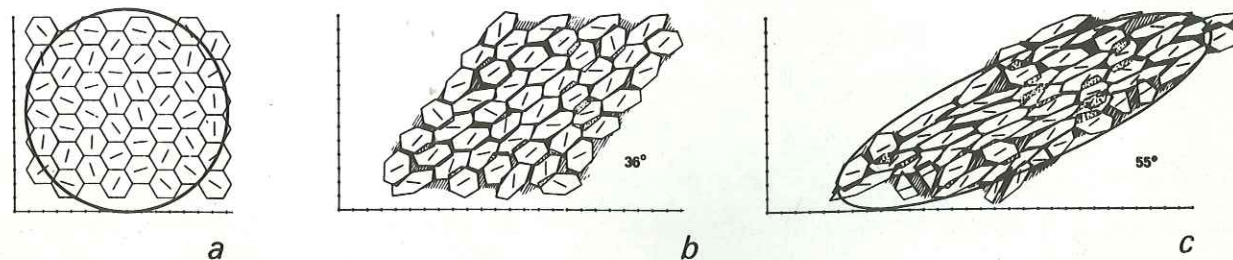


Figure 1.3. : Simulation de la déformation d'un agrégat plan.

(a) Agrégat initial ; cisaillement simple de 36° et 55° (b et c).

Un cercle imaginaire, solidaire de la roche et de diamètre nettement supérieur à la taille du grain, devient une ellipse lors de la déformation. La simulation est réalisée à l'aide de petits incréments de déformation ; à la suite de chaque incrément, les polygones sont ajustés aussi près que possible de leur position théorique, calculée comme résultant de la déformation d'un solide isotrope. L'ajustement se fait par addition (itération) de petites déformations faisant intervenir du glissement le long des lignes de glissement (rotation interne) et éventuellement, de la translation et de la rotation externe (ou globale), et ceci de sorte que les vides ou les recouvrements entre les polygones voisins soient minimum.

La figure I.3. montre l'évolution de l'orientation préférentielle de forme et de réseau pour des déformations croissantes de l'agrégat, dans le cas du cisaillement simple. Cette image schématique de la déformation d'une roche appelle les remarques suivantes :

a - la déformation de l'ensemble est accommodée par la déformation ligne sur ligne des grains constitutifs, à des taux variables qui dépendent : (1) de l'orientation des lignes de glissement aux différentes étapes du processus, et (2) de la forme des grains

voisins. On remarque que la déformation est hétérogène à l'échelle du grain.

b - la forme des ellipses de la déformation finie ainsi que l'orientation préférentielle de forme des grains sont comparables pour les deux mécanismes : cisaillement simple et cisaillement pur. On a vu, au paragraphe I.1.2., qu'en effet la forme n'est pas un critère suffisant pour qualifier le mécanisme de la déformation. Ainsi, le seul témoin du régime rotationnel ou irrotationnel de la déformation reste l'orientation préférentielle des lignes de glissement et plus généralement, de réseau : à ce titre la distribution des lignes de glissement par rapport aux axes de l'ellipse de la déformation est la signature du régime de la déformation.

c - l'orientation préférentielle des lignes de glissement est d'autant plus prononcée que la déformation est plus importante.

I.1.6.2. Agrégat de quartz inclus dans une tache d'oxydation.

Les taches d'oxydation ou de réduction sont de bons marqueurs de la déformation (RAMSAY, 1967, p. 188), et à ce titre, sont recherchées dans les tectonites. Dans le cas idéal, elles ne font que matérialiser par leur couleur un volume du matériau qui, s'il est originellement sphérique, représente l'ellipsoïde de la déformation.

Dans un quartzite à grain fin, relativement peu déformé, situé en bordure de la zone ductile d'Angers, des taches ellipsoïdales d'oxyde de fer (20%) baignent des agrégats (80%) à peu près jointifs de grains de quartz subellipsoïdaux et de même allongement moyen que les tâches (Fig. II.7B.). Ces agrégats jointifs de grains de même nature inclus dans des tâches d'oxydation représentent une analogie directe de la simulation décrite au paragraphe précédent (Fig. I.3.) : en effet, outre une orientation préférentielle de forme (Fig. II.7B.), les grains présentent une orientation préférentielle de réseau relativement prononcée (Fig. I.4.).

I.1.6.3. Déformation expérimentale progressive d'un agrégat.

Le développement progressif des orientations préférentielles de forme et de réseau par glissement intracristallin et rotation externe a été montré expérimentalement par NICOLAS et al. (1973) dans une dunite synthétique, et TULLIS et al. (1973 ; cf. I.6.4.) dans des quartzites. Ces expériences présentent l'avantage sur les expériences antérieures de suivre l'évolution des orientations préférentielles des porphyroclastes, c'est-à-dire des grains originels progressivement déformés et non recristallisés, ou bien qui recristallisent progressivement au-delà d'une certaine quantité de déformation. Dans le domaine du quartz, les expériences antérieures de GREEN et al. (1970), portant sur des agrégats à grain très fin

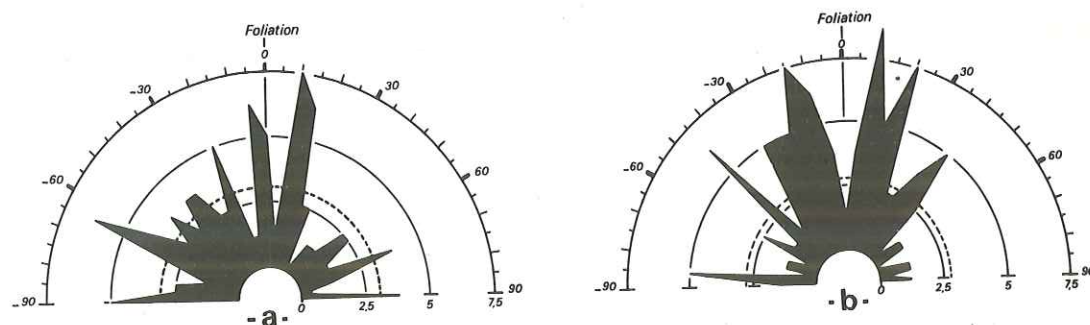


Figure I.4. : Orientation préférentielle de réseau des grains de quartz inclus dans 2 tâches d'oxydation choisies au hasard dans l'échantillon n° 1 bis Angers (voir Fig. II.1.). Section XZ. Les diagrammes en rose représentent la distribution angulaire de la trace du plan (0001) autour de celle du plan de foliation (XY, perpendiculaire au plan de la figure et de trace N-S) ; la linéation (X) est horizontale N-S ; le cercle pointillé indique la fréquence moyenne ; Classes de 5°. a - 80 grains ; b - 94 grains. On montre au Chapitre II, que dans les conditions de basse température qui sont celles de la déformation de l'échantillon (métamorphisme épizonal), le quartz se déforme essentiellement par glissement sur le plan (0001). La distribution des plans (0001) avant déformation peut être considérée comme aléatoire. La nouvelle distribution de ces plans est grossièrement comparable aux distributions de la figure II.10. : les plans (0001) se rapprochent du plan de foliation et se groupent suivant deux maxima inclinés de part et d'autre de ces derniers.

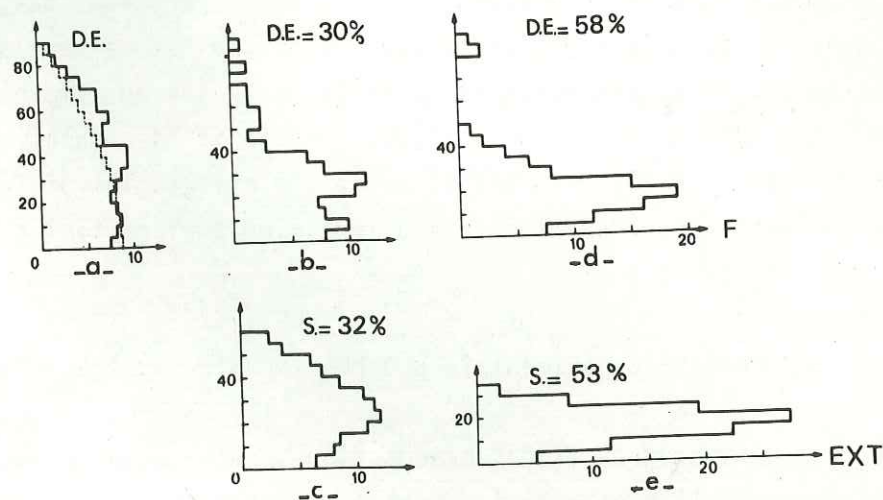


Figure I.5. : Orientation de réseau dans une déformation croissante. D.E. = déformation expérimentale progressive d'une dunite (cf. I.1.6.3.) ; a, b et d : pourcentage de cristaux d'olivine en fonction de l'angle entre l'axe [100] et le plan de foliation F ; a : distribution initiale ; en pointillés : distribution aléatoire dans l'espace. S = Simulation de la déformation d'un agrégat plan (cf. I.1.6.1.) ; c et e : pourcentage des polygones en fonction de l'angle entre les lignes de glissement et la direction d'extension EXT (D'après ETCHECOPAR, 1974 ; figures X.2. et X.3.).

(silex), ne permettaient pas de telles observations. NICOLAS et POIRIER (1976, p. 246) montrent, à ce sujet, l'ambiguïté des arguments avancés par AVE LALLEMANT et CARTER (1970), pour expliquer l'orientation préférentielle de réseau, uniquement par des mécanismes de recristallisation (nucléation, croissance préférentielle de grains "bien" orientés).

Les expériences de NICOLAS et al. démontrent la prépondérance du système de glissement de plan (010) et de direction [100]. La figure I.5. montre l'analogie entre la distribution des directions [100] de l'olivine dans ces expériences et celle des lignes de glissement dans le modèle d'ETCHECOPAR.

L'examen de la déformation progressive dans les expériences citées montre que l'orientation préférentielle devient remarquable à partir d'un taux de déformation de l'ordre de 30%. (Fig. I.5.) ; à partir de 40% environ, la recristallisation (syntectonique) devient marquée : certains grains très déformés recristallisent, d'autres, par suite de l'évolution de leurs joints, montrent des aplatissements supérieurs à ceux qu'indiquent les marqueurs (bulles) qu'ils incluent (comparer avec § I.6.4. et II.2.2.1.).

I.1.6.4. Déformation d'un agrégat : modèle métallurgique macroscopique.

La déformation des métaux à l'état solide a donné naissance à la construction de modèles s'appuyant sur la déformation par glissement intracristallin des grains d'un agrégat. Une comparaison documentée de ces modèles est donnée par LISTER (1974, Chap. 3 et 11). La condition essentielle pour qu'un agrégat jointif reste jointif dans la déformation est le critère de Von Mises (discuté dans le cas des roches par PATERSON, 1969) qui nécessite l'existence de 5 systèmes de glissement indépendants. Par indépendant on entend que chaque système ne peut être remplacé par aucune combinaison des autres systèmes. Les premiers modèles (WEVER and SCHMID, 1929 ; BOAS and SCHMID, 1931), considéraient une distribution uniforme des contraintes dans l'agrégat et impliquaient par conséquent des déformations très hétérogènes au niveau du grain. Ils ont été améliorés par celui de CALNAN and CLEWS (1950, 1951) qui suppose une distribution continue mais non homogène des contraintes, et qui minimise ainsi l'hétérogénéité des déformations. Les modèles de TAYLOR (1938) et de BISHOP-HILL (1954) stipulant l'homogénéité de la déformation, se prêtent beaucoup mieux à une quantification. Ils ont été appliqués, sous forme d'un modèle de TAYLOR-BISHOP-HILL par LISTER (1974), à la simulation du développement d'orientations préférentielles dans le quartz (Fig. I.6.). Les calculs montrent que l'essentiel de la déformation est accommodée dans chaque grain par l'interaction de 3 ou 4 systèmes de glissement au maximum, la situation moyenne étant l'intervention de 2 ou 3 systèmes. LISTER (1974) reconnaît le meilleur fondement du modèle de CALNAN and CLEWS et préconise une extension de son modèle aux déformations non homogènes, extension qui aurait certainement pour conséquence, soit une diminution du nombre de systèmes indépendants obligatoires, soit une accentuation de

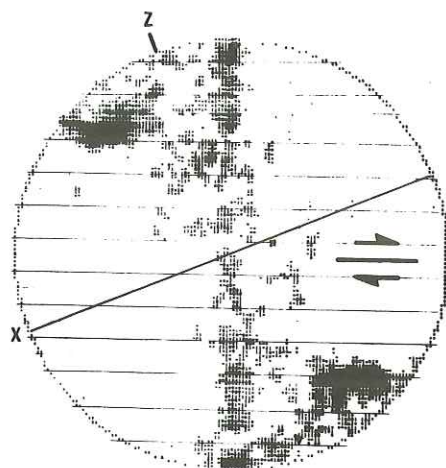


Figure I.6. : Simulation d'une orientation préférentielle d'axes C dans le quartz (LISTER, 1974 ; figure non publiée). Cisaillement simple dans le sens indiqué et de plan perpendiculaire à la figure.

Système de glissement : basal $\langle a \rangle$ et prismatique $\langle a \rangle$ également actifs ; rhomb $\langle a \rangle$ et $\langle c + a \rangle$ mineurs. La dissymétrie des couronnes dans le repère XYZ, quoique peu évidente serait plutôt en contradiction avec nos résultats (cf. Fig. III.15. par exemple.).

l'importance d'un ou de 2 systèmes de glissement dans l'accommodation de la déformation. Ainsi, il n'est pas étonnant d'observer la prédominance de (010) [100] et la subordination de (110) [001] dans la dunite déformée expérimentalement (cf. I.1.6.3.), et d'observer la prédominance de (0001) $\langle a \rangle$ et la subordination probablement du système (10 $\bar{1}$ 0) $\langle a \rangle$ dans les grès-quartzites d'Angers (cf. II.3.1.). Dans la simulation développée au paragraphe I.1.6.1., la surface des vides et recouvrements serait minimisée avec l'intervention subordonnée d'un second, voire d'un troisième système de glissement.

I.1.7. DE LA STRUCTURE DE L'AGREGAT A LA CINEMATIQUE.

L'étude des orientations préférentielles de forme et de réseau des grains d'un agrégat soumis à une grande déformation est entreprise en vue d'une analyse cinématique qui, on le rappelle, se propose de relier au repère structural XYZ les caractéristiques géométriques de l'écoulement dans l'agrégat ; cette analyse est liée à celle du régime de l'écoulement dans l'agrégat.

(i) L'orientation préférentielle de forme des grains caractérise l'orientation du repère structural XYZ, souvent mesurable sur le terrain. L'orientation des axes XYZ est assimilée à celles des axes de l'ellipsoïde de la déformation (cf. I.1.6.). Un "bon" marqueur (cf. I.1.6.2.) permet de quantifier la déformation (cf. I.1.3.) par la détermination des longueurs des axes X, Y et Z ; l'étude statistique des axes de forme des porphyroclastes d'un agrégat permet d'approcher ces valeurs X, Y et Z (cf. II.1.2.). Si l'agrégat est recristallisé (cf. III.5.1.2.), et en l'absence de marqueurs, l'évaluation de la quantité de déformation, quand elle est possible (absence de recristallisation secondaire), est indirecte et peu précise (voir ci-dessous).

(ii) L'orientation préférentielle de réseau des grains d'un agrégat est le reflet :

(1) de la quantité de déformation : c'est un marqueur qualitatif. En effet, l'évolution de l'orientation de réseau est rapide en début de déformation et aboutit à une orientation préférentielle prononcée, à partir de 50% de déformation par exemple (I.1.6.3.) ; au-delà, les grains sont favorablement orientés et l'évolution ralentit. Lorsque la recristallisation intervient, l'orientation préférentielle est altérée de façon mal connue, diverse suivant le processus de la recristallisation, et ne reflète qu'indirectement la déformation.

(2) des conditions physiques de la déformation : l'activation de tel ou tel système de glissement dépend essentiellement de la température et de la vitesse de déformation (cf. I.1.5.), parfois de la teneur en eau (cf. I.6.2.).

(3) de la cinématique et du régime de la déformation ou plutôt de son dernier épisode. En effet, si la structure interne de l'agrégat n'est pas une mémoire de toute la déformation, l'épisode de déformation doit être cependant suffisamment important pour engendrer une orientation préférentielle interprétable à partir d'un agrégat non orienté (cf. I.1.6.3.), ou pour éliminer l'influence d'une orientation préférentielle préexistante.

NICOLAS et al. (1971, 1972, 1973), ETCHECOPAR (1974), BOUCHEZ et PECHER (1977), ont établi les points suivants :

a - la direction principale de l'écoulement et le plan support de cet écoulement dans la roche sont définis à partir de la distribution de la direction de glissement prédominante et de son plan associé attachés à chaque grain.

b - une orientation préférentielle des lignes et des plans de glissement symétrique par rapport au plan XY (symétrie orthorhombique), résulte d'un écoulement de régime irrotationnel : c'est le cas de toutes les déformations expérimentales en extension ou en compression uniaxiale ou triaxiale. Au contraire un écoulement de régime rotationnel se traduit par une orientation préférentielle de réseau oblique par rapport au plan XY (symétrie monoclinique ou triclinique), contrairement à ce qu'ont pensé les tenants du concept de SCHMIDT-SANDER (TURNER, 1957).

c - la direction principale de l'écoulement et son plan support sont bien définis dans le cas d'un régime rotationnel et correspondent à la direction et au plan du cisaillement dans le modèle du cisaillement simple. La linéation d'allongement (X) est oblique sur la direction de l'écoulement et cette obliquité donne le sens du cisaillement. Dans le cas d'un régime non rotationnel la géométrie de l'écoulement est plus complexe ; on considère que la direction principale de l'écoulement (et son plan support) est la résultante des directions (et des plans) de l'écoulement dans l'agrégat ; en régime irrotationnel (cisaillement pur), et pour une grande déformation, cette résultante est confondue avec la linéation d'allongement dans la roche ; son plan support définit le plan de foliation.

I.2. MICROSTRUCTURE ET ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DE RESEAU.

(i) La microstructure, c'est-à-dire, la structure de l'agrégat à l'échelle du grain, est constituée dans les tectonites par les éléments de description suivants :

- taille du grain, dans chaque classe de taille s'il y a lieu ; dans ce cas, pourcentage approximatif des classes, identification des classes : grains recristallisés, porphyroclastes, différentes catégories de porphyroclastes, autre phase minérale ou impuretés...

- forme des grains (voir SPRY, 1969 ; Chap. 9 et 10 ; COLLERSON, 1974) : en mosaïque, en tablette, interpénétrée... ; quantification de la forme (diagramme de FLINN, 1962, par exemple) et ceci, dans chaque classe de taille s'il y a lieu.

- forme des joints et des interfaces de grains (SPRY, COLLERSON) : rectilignes, courbes, lobés, points triples...

La microstructure s'étudie à la loupe binoculaire ou au microscope optique sur 2 sections différentes au moins. Les sections XZ et XY ou YZ permettent une quantification plus directe de la forme et présentent l'avantage d'être aussi utilisables pour l'étude de l'orientation préférentielle de réseau.

(ii) L'orientation préférentielle de réseau est constituée par la représentation sur diagrammes, dans le repère structural XYZ, de l'orientation des axes cristallographiques et/ou des normales aux plans cristallographiques remarquables, et parmi eux, si possible ceux qui interviennent dans le glissement intracristallin. L'orientation de réseau se mesure :

(1) au goniomètre de texture par diffraction-X. Classique en métallurgie, c'est une méthode globale (mesure sur l'agrégat et non grain par grain) qui peut-être entièrement automatisée ; elle est décrite en détail par BAKER et al. (1969) et LHOUE et al. (1969). Cette méthode est bien adaptée et sans concurrence pour les échantillons à grains fins ($\sim 10 \mu$), de taille homogène et monominéraux de préférence ; elle est cependant coûteuse : mesures longues, traitement automatique en ligne indispensable.

(2) à la platine universelle par Rayons-X. Peu répandue, cette méthode développée par PAULITSCH (1964), permet la mesure de l'orientation grain par grain d'un agrégat.

Ces méthodes de mesure au niveau des réseaux sont indispensables pour orienter les éléments cristallographiques qui échappent aux mesures optiques (les axes du quartz autres que [0001]).

(3) à la platine universelle (ou platine à 5 axes) sur microscope optique. C'est l'unique méthode utilisée dans ce travail ; très classique en cristallographie, et de loin la plus répandue dans les études d'orientation de réseau, cette méthode, ainsi que le traitement automatique des données auxquelles elle conduit, est décrite en détail au paragraphe I.5. Les mesures, effectuées grain par grain, ne sont possibles que si la taille du grain est

supérieure à l'épaisseur de la lame mince ($\approx 30 \mu$) ; d'autre part, on ne peut mesurer optiquement que l'orientation des axes optiques, des axes principaux de l'ellipsoïde des indices, et des plans visibles optiquement (clivages, joints de grains, lamelles de déformation, plans de sous-structure). Ainsi, dans le quartz, on ne peut orienter directement que l'axe [0001] ; l'orientation autour de cet axe des plans prismatiques (passant par l'axe [0001]) de la sous-structure, n'est pas mesurable.

Le plan de représentation des orientations préférentielles est, sauf exception rare, la section XZ (perpendiculaire au plan de foliation et parallèle à la linéation). Cette section est la plus favorable à l'interprétation ainsi qu'aux observations directes qualitatives. Les données tirées de lames minces XY, YZ ou autres sont représentées dans le plan XZ ; de même, on "représente" dans le repère géographique (plan horizontal et Nord) des données que l'on désire replacer dans leur contexte géologique (voir : Rotations, I.5.5.). Les considérations sur le nombre optimum de mesures à effectuer, en fonction du type d'orientation préférentielle et de l'homogénéité de l'échantillon, sont résumées dans NICOLAS et POIRIER (1976 ; Chap. VIII). Un test de qualité de l'orientation préférentielle et de la distribution des données (DAROT et BOUCHEZ, 1976), est proposé au paragraphe I.5.3. et I.5.4.

On peut dans quelques cas gagner du temps dans l'étude des orientations préférentielles en évitant l'emploi de la platine universelle :

a - par la construction des diagrammes en rose de l'orientation de la trace du plan (0001) du quartz par rapport aux axes X et Z (cf. I.1.6.2. et II.2.2.2.). La mesure s'effectue grain par grain à la platine d'un microscope polarisant usuel, en identifiant la direction correspondant à l'extinction du grain à l'aide d'une lame auxiliaire. La méthode est justifiée si le diagramme plan, pour l'élément cristallographique étudié, est une section représentative de l'orientation préférentielle. Les diagrammes en rose de la trace des plans basaux du quartz en section XZ, sont une représentation satisfaisante et directement interprétable des orientations préférentielles d'axes [0001] en "couronnes croisées", à condition que les concentrations autour de Y ne soient pas trop développées.

b - par une détermination globale des orientations en mesurant, à l'aide d'une cellule photoélectrique, la variation du flux lumineux en lumière polarisée avec ou sans adjonction d'une lame auxiliaire (NICOLAS et POIRIER, 1976, p. 337). L'orientation préférentielle doit être prononcée et la section doit être appropriée (voir a-). Cette méthode mise en oeuvre par DAROT (1973) pour des péridotites, est utilisée dans ce travail (cf. IV.3.) pour une étude systématique des obliquités d'orientation de réseau sur l'axe X.

I.3. SOUS-STRUCTURE VISIBLE AU MICROSCOPE OPTIQUE.

La sous-structure "optique" des grains dans les tectonites est constituée par les éléments suivants : lamelles de déformation, bandes de pliage, sous-grains, et macles. Les lamelles de déformation, encore mal comprises, sont traitées séparément (cf. I.3.1.) de même que les macles (cf. I.3.3.), non visibles optiquement. Les bandes de pliage et les sous-grains sont les principaux éléments de la sous-structure du quartz objets de notre étude (cf. I.3.2.).

I.3.1. LES LAMELLES DE DEFORMATION.

Ce sont des figures fréquentes dans le quartz, moins banales dans l'olivine (RALEIGH, 1968 ; GREEN et RADCLIFFE, 1972), qui apparaissent plutôt dans les déformations de basse température. On limitera ici l'exposé au cas du quartz.

(i) Description et revue. Les lamelles de déformation dans le quartz sont reconnues depuis fort longtemps (SANDER, 1930) et les descriptions sont nombreuses dans la littérature. Certaines lamelles, contenant des inclusions brunâtres, ont été appelées "stries de Boëhm" (BOEHM, 1883). INGERSON et TUTTLE (1945) les considèrent comme des lamelles classiques avec des inclusions liquides mais SPRY (1969, p. 58) les considère comme un type différent de lamelles. D'autres auteurs observent un passage progressif à des lamelles de type classique, c'est-à-dire, ne contenant pas d'inclusions (CARTER et al., 1964). Les propriétés optiques des lamelles sont décrites en détail par INGERSON et TUTTLE (1945), puis par CHRISTIE et al. (1964), elles sont résumées ci-après. Elles consistent en une succession plus ou moins serrée de bandes fines, à peu près planes, d'épaisseur 1μ à quelques μ , visibles en lumière naturelle et polarisée. L'observation en contraste de phase met en évidence une brusque variation de la biréfringence de part et d'autre d'un plan médian dans la lamelle de déformation. Cette variation est de l'ordre de 0.0001 à 0.0002. En lumière naturelle, les lamelles apparaissent plus lumineuses que le quartz qui les contient. Dans le réseau du quartz, l'orientation des lamelles est irrationnelle, c'est-à-dire non cristallographique, à l'exception des lamelles produites dans les déformations expérimentales à vitesse élevée (CARTER et al. 1964 ; $\dot{\epsilon} = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) et dans le métamorphisme de choc (CARTER, 1965). Dans les roches déformées naturellement, les lamelles sont, par ordre de fréquence, subbasales, subprismatiques et autres (Fig. II.11f.).

Certains auteurs considéraient les lamelles de déformation comme la trace visible de surfaces de translation intracristalline : "leur forme parfois flexueuse les rend comparables aux plans (001) des micas déformés. De plus, l'orientation préférentielle des pôles de lamelles sont parfois proches de celle des pôles des plans (001) des micas" (SANDER, 1970). Moins qualitative est l'interprétation avancée par CHRISTIE et al. (1964), et appuyée partiellement par TWISS (1976), qui proposent que les lamelles soient la trace optique (effet photoélastique) de réseaux de dislocations coin de même signe disposés en échelon, expliquant ainsi l'orientation irrationnelle des lamelles, et bloquées dans le plan de glissement intracristallin. Les observations en microscopie électronique de McLAREN

et al. (1967, 1970) ne confirment pas cette interprétation cependant que celles de GREEN et RADCLIFFE (1972) l'appuie dans le cas des lamelles de déformation de l'olivine.

Plus récemment, WHITE (1973a) montre que les lamelles peuvent être des sous-grains allongés et étroits, apparaissant durant un stade de restauration et non liés directement au glissement (voir aussi CHRISTIE et ARDELL, 1974). Plus récemment encore, TWISS (1976), après une étude comparée en microscopie optique et électronique, propose une distinction fondamentale entre les "laminae" et les "lamellae", les secondes seulement s'identifiant aux descriptions de CHRISTIE et al. (1964). Les laminae apparaissent comme des échelons à forte densité de dislocations limités par des plans nets et subparallèles au plan (0001). Au microscope optique, elles sont longues, rectilignes et continues dans une grande part ou la totalité du cristal. Elles seraient dues à des interférences entre une composante mineure de glissement sur le plan de base (0001) et d'autres plans de glissement (voir aussi HOBBS et al., 1972). Les expériences de TWISS suggèrent que les laminae ne se développent que dans des conditions de déformation de basse température et de vitesse élevée (= contrainte élevée). Les lamellae apparaissent comme des zones se chargeant progressivement en dislocations montrant une nette orientation préférentielle. Au microscope optique, elles sont courtes, rectilignes à légèrement onduleuses, et lenticulaires. Les observations de TWISS indiquent que les lamellae sont subparallèles au plan de glissement (= $10\bar{1}0$) dans ses expériences ; d'autre part, l'apparition des lamellae est favorisée par des conditions de déformation de haute température et de vitesse faible (= contrainte faible).

D'après les descriptions de TWISS et plus encore d'après les orientations des laminae et des lamellae, les lamelles du type (1) observées dans les quartzites d'Angers (cf. II.2.3.1.), seraient des laminae, celles du type (2) seraient des lamellae. On note que les lamelles du type (1) sont subbasales et typiquement représentées dans les grains où le glissement basal n'est pas possible (globuleux ; cf. II.2.4.2.) ; les lamelles du type (2) sont subprismatiques et typiquement représentées dans les grains où nous considérons que le glissement prismatique est prédominant (rubans ; cf. II.2.4.4.). Ces observations sont en accord avec les interprétations de TWISS sur les laminae et les lamellae (cf. (ii)).

(ii) Lamelles de déformation et systèmes de glissement. La signification des lamelles de déformation apparaît très controversée puisque, comme le montre le paragraphe précédent, leur interprétation à toutes échelles est encore incertaine. Elles apparaîtraient lorsque plusieurs systèmes de glissement sont en concurrence (TWISS, 1976) ; certaines seraient proches de plans de glissement mineurs (laminae subbasales de TWISS), d'autres, proches de plans majeurs (lamellae subprismatiques de TWISS). Indépendamment de cette distinction récente, l'orientation des lamelles dans le quartz comme révélatrice des systèmes de glissement actifs a été utilisée par CHRISTIE et GREEN (1964) et par TULLIS (1971). Cette orientation dépend de la pression (AVE LALLEMANT et CARTER, 1971), de la quantité, de la vitesse et de la température de la déformation (TULLIS et al., 1973). En conclusion, la

dépendance "lamelles-systèmes de glissement", quoique partiellement acquise, ne peut constituer un argument décisif concernant les systèmes actifs et leur importance respective.

I.3.2. LES BANDES DE PLIAGE ET LES SOUS-GRAINS DE POLYGONISATION.

Dans les cristaux, l'étude de la sous-structure peut donner de précieuses indications sur les conditions physiques de la déformation (température, vitesse de déformation, contrainte), et sur l'importance de la recristallisation (liée aux conditions physiques). Ce domaine prometteur de la métallurgie physique est en évolution rapide et n'est qu'effleuré dans notre étude. Les informations essentielles issues de l'étude de la sous-structure seront relatives à la géométrie et au régime de la déformation.

(i) Les bandes de pliage (kink-bands).

Ce sont des sous-domaines d'un grain séparés par des plans de pliage (kink-band-boundaries) plus ou moins bien définis (sous-joints complexes à l'échelle atomique). Le critère optique le plus remarquable les distinguant des sous-grains de polygonisation (voir (2)) est l'angle élevé de désorientation de réseau de part et d'autre du plan de pliage (high angle subboundary) ; cet angle dépasse fréquemment 10° dans le quartz. La configuration en bandes de pliage résulte d'une flexion importante du réseau, due à une compression de direction voisine de la normale aux plans de pliage ayant pour résultat un raccourcissement dans cette direction. De fait, les plans de la sous-structure perpendiculaires à Z (BOUDIER, 1976, p. 24), ou parfois aussi à Y (cf. II.2.3.2.), dans les roches naturellement déformées, ou perpendiculaires à l'axe de compression dans les déformations expérimentales (NICOLAS et al., 1973), sont des plans de forte désorientation (Fig. I.7.). Dans un même grain, les bandes de pliage, régulièrement espacées, sont peu nombreuses (quelques individus). Le système de glissement responsable du pliage se déduit de sa géométrie (CHRISTIE et al., 1964), comme l'indique la figure I.8. : la direction principale de glissement est perpendiculaire au plan de pliage ; le plan principal de glissement contient la direction de glissement et l'axe de rotation externe du pliage.

(ii) Les sous-grains de polygonisation.

Les sous-grains de polygonisation sont faiblement désorientés (quelques degrés) de part et d'autre des sous-joints qui les limitent (low angle subboundaries) ; ils sont nombreux, subparallèles les uns aux autres, et serrés dans un même grain (Fig. II.15.). Dans le quartz, ils sont responsables de l'extinction onduleuse. L'observation des périclites (Fig. I.7.) ainsi que des quartzites déformés (cf. Chapitres suivants) montre que les

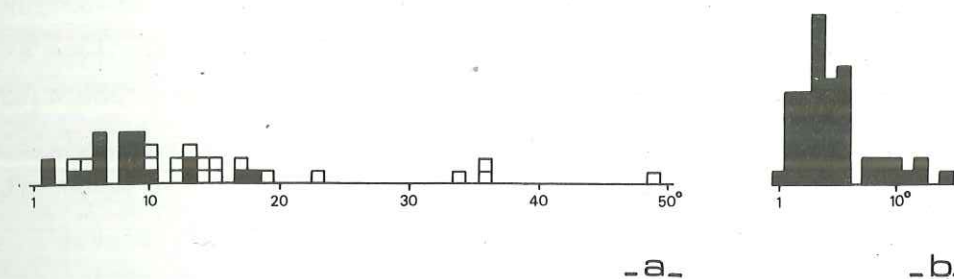


Figure I.7. : Histogrammes des angles de désorientation entre sous-grains dans l'olivine (BOUDIER, 1976) a - "bandes de pliage" (Lanzo 878) ; en blanc, lorsque le plan de pliage (sous-joint) a évolué en joint de grain. b - "sous-grains" de polygonisation (Lanzo 744B). Dans ce schéma, la distinction entre "bandes de pliage" et "sous-grains", repose sur l'orientation dans le repère structural (respectivement perpendiculaires à Z et X). Pour le quartz, comparer avec les photographies de la figure II.16.

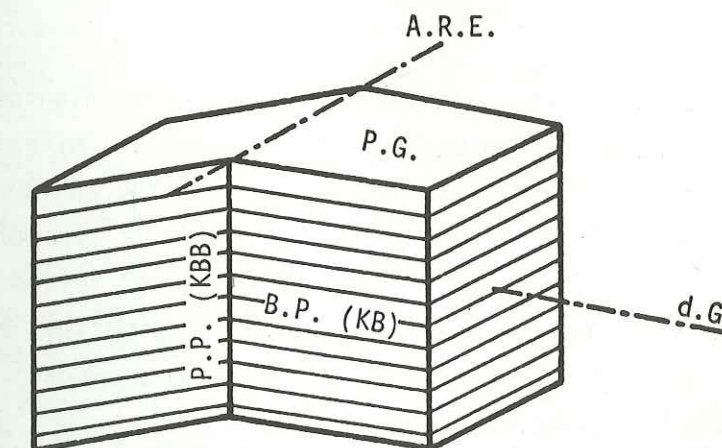


Figure I.8. : La géométrie du pliage.

P.G. : plan de glissement ; d.G. : direction de glissement contenue dans P.G. ;

A.R.E. : axe de rotation externe, contenue dans P.G. et perpendiculaire à d.G. ;

P.P. : plan de pliage perpendiculaire à d.G. (kink-band-boundary) ;

B.P. : bande de pliage (kink-band) ;

sous-joints de ce type sont subperpendiculaires ($\pm 20^\circ$) à la direction structurale X : ils sont interprétés (NICOLAS et al., 1971) comme résultant de la polygonisation de glissement lors de la déformation intracristalline du grain. Une image macroscopique est celle de faibles flexions et torsions des grains lors d'un glissement hétérogène autour d'une direction de glissement moyenne matérialisée par les normales aux sous-joints de polygonisation. Le système de glissement responsable de cette sous-structure se déduit donc à partir des mêmes concepts géométriques que dans le cas des bandes de pliage (voir (1)) : la direction de glissement est perpendiculaire aux sous-joints. La détermination de l'axe de rotation externe conduisant à celle du plan de glissement est plus difficile car elle est gênée par :

a - la faible désorientation de réseau, de l'ordre de la précision de la mesure à la platine universelle ;

b - une composante éventuelle de torsion de la paroi qui s'ajoute à la composante de flexion si le mécanisme de montée intervient (polygonisation de montée ; NICOLAS et POIRIER, 1976). Enfin, dans le cas du quartz, la détermination optique du plan de glissement est impossible puisque seul l'axe C est mesurable. Le paragraphe II.3.1.2. donne un exemple de détermination indirecte du plan de glissement. Dans le cas général, l'indétermination serait levée en utilisant une platine universelle à Rayons X (cf. I.2.).

I.3.3. LES MACLES.

Certaines géométries de réseau sont favorables à l'apparition de macles, c'est-à-dire de domaines du cristal séparés par un plan cristallographique (plan d'accrolement) et de part et d'autre duquel la désorientation de lignes cristallographiques équivalentes est souvent élevée, constante, et définie par la loi de macle. La déformation intracristalline peut favoriser le développement des macles : c'est le cas des feldspaths, des carbonates, du quartz. On parle alors des macles mécaniques. Ce terme a parfois été utilisé à tort pour désigner les bandes de pliage (cf. I.3.2.) apparaissant pendant la déformation des cristaux, dans l'olivine par exemple.

La macle mécanique est un phénomène important dans les carbonates où elle participe à la déformation. Dans la calcite, la macle principale, de plan $e_1 = (\bar{1}012)$ et de direction $a_2 = [\bar{1}2\bar{1}0]$, responsable de la biaxie optique constatée dans les cristaux déformés (TURNER, 1975), permet une contraction maximum de 29% et une extension maximum de 41% pour un effort parallèle à l'axe C. Ainsi, les petites déformations dans un calcaire sont-elles essentiellement accomodées par les macles mécaniques et l'on peut déterminer les directions principales de compression et d'extension à partir d'une analyse statistique de l'orientation des plans de macle, dans un agrégat d'orientation de réseau aléatoire.

Cette méthode d'analyse dynamique a été développée par TURNER (1962) puis approfondie (calcul du déviateur) et systématisée par SPANG (1972) et JAMISON and SPANG (1976).

Les macles du quartz (macle du Dauphiné et macle du Brésil) ne modifient pas l'orientation de l'axe C dans le réseau et ne sont donc pas visibles optiquement. McLAREN et al. (1967) indiquent cependant que les macles du Brésil pourraient ressembler optiquement aux lamelles de déformation (cf. I.3.1.). Les principales études sur l'apparition mécanique des macles du quartz et sur leur importance dans l'orientation préférentielle des agrégats sont présentées au paragraphe I.6.2.

I.4. LA SOUS-STRUCTURE EN MICROSCOPIE ELECTRONIQUE.

La dislocation est à l'origine un concept développé dans la "théorie des dislocations", il a précédé l'observation des objets concernés : observation indirecte (figures d'attaque, topographie X), ou directe (microscopie électronique par transmission). La microscopie électronique est maintenant largement développée et, quoiqu'avec retard, dans l'étude des silicates aucun domaine n'échappe actuellement à l'observation à l'aide de cette technique. Le retard est partiellement imputable aux difficultés de préparer des sections minces transparentes, avant le développement de la technique d'amincissement par bombardement ionique. La microscopie électronique permet de déterminer ou de préciser les mécanismes de la déformation intracristalline par l'orientation et la structure des sous-joints, la distance entre parois de dislocations la densité de dislocations... De nombreuses études ont été menées dans le domaine de l'olivine avant l'apparition d'une méthode de décoration des dislocations (KOHLESTEDT et al., 1976) adaptée aux olivines naturelles (Fay, 1970). Elle permet une observation optique sur des surfaces supérieures de deux ordres de grandeur à celles auxquelles on accède par microscopie électronique, et donne donc une approche statistique permettant de mener des études systématiques (GUEGUEN, 1977), pourvu que la densité de dislocation n'excède pas $10^8 / \text{cm}^2$, limite imposée par le pouvoir de résolution du microscope optique ($\approx 1 \mu$).

L'intérêt essentiel de la microscopie électronique réside, non pas dans l'observation des sous-grains non visibles optiquement, mais plutôt dans l'identification des dislocations opérant dans la déformation, dans la détermination de leur vecteur de Burgers et de la densité de dislocation. Pour ce dernier paramètre, la surface restreinte d'analyse pose le problème de la valeur générale du résultat : l'étude systématique de GUEGUEN (1977) et l'étude préliminaire exposée au paragraphe II.2.4.5. montrent que la densité de dislocation peut varier de plus d'un ordre de grandeur d'un grain à l'autre dans un agrégat et même dans un seul grain (grains globuleux).

Dans le domaine de la déformation du quartz il existe de nombreux travaux de microscopie électronique dont les principaux sont les suivants : HOBBS (1968), McLAREN and RETCHFORD (1969), McLAREN et al. (1970), McLAREN et HOBBS (1972), ARDELL et al. (1973,

WHITE (1973a), CHRISTIE and ARDELL (1974). Une grande partie des études est attachée à la description et la caractérisation des lamelles de déformation dont la compréhension n'est pas encore tout à fait acquise (TWISS, 1976 ; cf. I.3.1.). L'observation du quartz est rendue difficile par le phénomène de l'irradiation sous le faisceau d'électrons, et peu de vecteurs de Burgers ont été déterminés jusqu'à ce jour. L'usage de microscopes à haut voltage (HVEM ; BALL and WHITE, 1977) limite le défaut d'irradiation et présente en outre l'avantage d'observer de plus grandes surfaces. Aucune des tentatives de décoration des dislocations du quartz par des impuretés (Sn, Ge, Mn, Cu, Ag, Au, Fe), faites dans notre laboratoire avec l'aide de D. RICOULT, n'a été fructueuse. BALL and WHITE (1977) proposent une méthode d'attaque (3 parties de HF à 48% dans 97 parties de HNO₃ concentré pendant 24 à 30 h) donnant des figures visibles au microscope optique en lumière réfléchie, et qui permettrait d'observer les sous-grains et de mesurer les densités de dislocation de façon compétitive avec la microscopie électronique.

Dans notre perspective, l'étude en microscopie électronique ne s'impose qu'après une analyse fine à l'échelle du terrain d'abord, à l'échelle du microscope optique classique ensuite (sous-structure, orientations préférentielles).

I.5. TRAITEMENT AUTOMATIQUE DES DONNEES DIRECTIONNELLES.

Ce paragraphe est développé sous forme d'un fascicule indépendant portant le même titre, qui remplace et complète le "Polycopié de Pétrofabrique" (BOUCHEZ et al., 1971). Destiné à la diffusion parmi les utilisateurs éventuels de ces techniques, il se veut pratique et inclue les listes des programmes FORTRAN que nous avons développés depuis 1970 au laboratoire de Tectonophysique de Nantes.

I.6. PRINCIPAUX TRAVAUX SUR LA DEFORMATION DU QUARTZ

I.6.1. GENERALITES.

Le quartz SiO₂ est un silicate à charpente tridimensionnelle formé de tétraèdres SiO₄ tous liés entre-eux (liaisons Si-O-Si). Il existe plusieurs variétés polymorphes suivant le domaine P,T considéré (Fig. I.9.). Le quartz α , ou quartz de basse température, est la variété la plus commune dans la croûte, celle dont il est question dans ce travail : il présente la symétrie de la classe rhomboédrique (32), l'axe C étant un axe hélicoïdal d'ordre 3 (droit ou gauche). Le quartz β , forme de haute température, cristallise au-dessus de $T_0 = 573^\circ\text{C}$ à pression ambiante et à $T_0 + 25.8^\circ\text{C} \pm 0.3^\circ\text{C/Kb}$ entre 1 et 5 Kb. COE and PATERSON (1969) ont montré que la transition $\alpha \rightarrow \beta$ dépend aussi du déviateur σ et de son orientation : $T_t = T_0 + 10.6 \pm 0.4^\circ\text{C/Kb}$ et $T_t = T_0 + 5.0 \pm 0.5^\circ\text{C/Kb}$ par compression uniaxiale perpendiculaire et parallèle à l'axe C respectivement, pour une pression hydrostatique de 3Kb. La cristallisation du quartz β ne se produit donc que pour des géothermes de très hautes températures (Fig. I.10) ; la transition inverse $\beta \rightarrow \alpha$ est

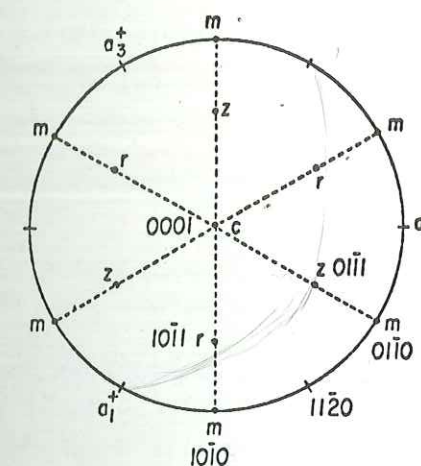


Figure I.9. : La cristallographie du quartz α .

Seuls les axes principaux sont indiqués :
axes $\langle a \rangle$ ou $\langle 11\bar{2}0 \rangle$
Plans prismatiques de première espèce : $\{10\bar{1}0\}$
Plans prismatiques de seconde espèce : $\{11\bar{2}0\}$

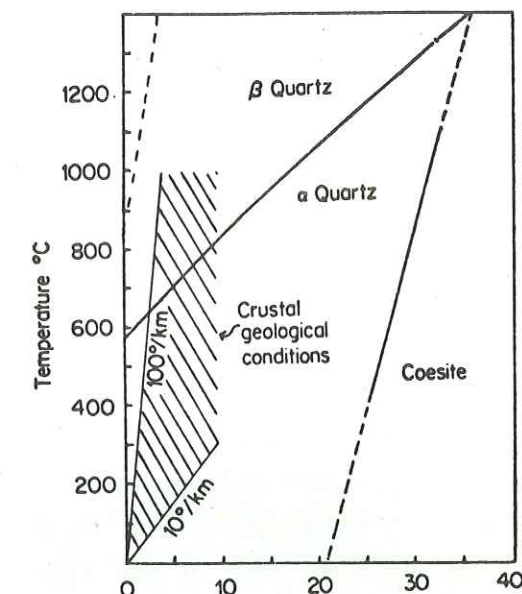


Figure I.10. :

Diagramme (P,T) des domaines de stabilité des principales phases de SiO₂.

très facile dans les conditions géologiques habituelles de refroidissement. La transition $\alpha \rightarrow \beta$ a lieu sans rupture des liaisons Si-O ; les axes $\langle a \rangle$ perdent leur polarité et l'axe C devient un axe de symétrie 6 (symétrie de la classe hexagonale 62) à la suite d'une faible variation angulaire de la liaison Si-O-Si ; le sens de l'hélice d'axe parallèle à C n'est pas modifié.

I.6.2. LES SYSTEMES DE GLISSEMENT.

L'identification des systèmes de glissement dans le quartz est fondamentalement basée : (1) sur l'étude des lignes de glissement sur la surface d'échantillons déformés expérimentalement (CHRISTIE et al., 1964 ; CARTER et al., 1964) et (2) sur les études en microscopie électronique (cf. I.4.) ; accessoirement sur : (3) l'orientation dans le réseau des plans de pliage (CHRISTIE et al., 1964 ; cf. II.3.1.) et (4) l'orientation dans le réseau des lamelles de déformation (CHRISTIE and GREEN, 1964 par exemple ; cf. I.3.1.). On analyse ici la contribution des méthodes (1) et (2) à l'étude des systèmes de glissement dans le quartz. Les premières expériences de déformation de monocristaux ou d'agrégats de quartz ont conduit soit à la rupture soit à la recristallisation (GRIGGS et al., 1960). Depuis, de nombreux travaux ont montré l'existence puis l'importance de la déformation plastique dans le quartz (CARTER et al., 1961 ; 1964 ; CHRISTIE et al., 1964). Les systèmes de glissement

ont été identifiées par les travaux successifs de CHRISTIE et al. (1964), HEARD and CARTER (1968), BAETA and ASHBEE (1967, 1969, 1970), TULLIS (1971), BLACIC (1971, 1975), HOBBS et al., (1972). Une compilation des principaux systèmes de glissement est donnée dans NICOLAS et POIRIER (1976, p. 201).

- Le système (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ (glissement basal dans les directions $\langle a \rangle$) est le plus facilement "activé" ;

- A haute température (à partir de 700°C), les glissements prismatiques sont eux aussi facilement activés : ils s'appuient sur les plans prismatiques du premier ordre $\{10\bar{1}0\}$ ou du second ordre $\{11\bar{2}0\}$, et ont pour directions $C = [0001]$, $a = \langle 11\bar{2}0 \rangle$, et $a + C$. L'eau joue un rôle important dans l'affaiblissement du quartz (GRIGGS and BLACIC, 1964) : un cristal contenant 163 p.p.m. de OH se déforme plastiquement à partir de 550°C, à pression atmosphérique et pour une vitesse de déformation inférieure à 10^{-4} s^{-1} ; dans les mêmes conditions un cristal contenant 47 p.p.m. de OH se rompt (BAETA and ASHBEE, 1970). L'affaiblissement par l'eau résulte soit de la nucléation d'un plus grand nombre de dislocations (BAETA and ASHBEE, 1970) soit de l'affaiblissement de liaisons Si-O-Si par hydrolyse (Si-OH-OH-Si ; GRIGGS, 1974) ; on note que, quelque soit le système de glissement, la déformation intracristalline implique la rupture de liaisons Si-O. BLACIC (1975) trouve que le principal système de glissement du quartz "anhydre" est (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ (basal) au-dessous de 700°C ($\dot{\epsilon} = 8.10^{-6} \text{ s}^{-1}$) et $\{10\bar{1}0\} [0001]$ au-dessus. L'introduction de l'eau à haute température réactive le système (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ qui s'ajoute au système $\{10\bar{1}0\} [0001]$, lui-même en concurrence suivant l'orientation de réseau, avec le système $\{11\bar{2}0\} [0001]$.
Remarque : le système $\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$ est rarement mentionné (par exemple, BLACIC, 1975) alors que, dans les paragraphes II.3.1.3. et VI.2., on est amené à faire l'hypothèse de son existence, en concurrence ou non avec le glissement basal. D'autre part, l'interprétation des sous-structures et des orientations préférentielles d'axes C dans les roches que nous avons étudiées, ainsi que les diagrammes d'orientations donnés dans la littérature, militent en faveur d'un rôle mineur des systèmes à direction de glissement prismatique $[0001]$. (cf. VI.1.).

I.6.3. LES MACLES MECANIQUES.

Les macles du quartz peuvent apparaître par déformation. L'axe C étant invariant, elles ne sont observées qu'en goniométrie X ou en microscopie électronique.

La macle du Dauphiné apparaît dans le quartz α par une rotation de 180° du réseau autour de l'axe C : les axes cristallographiques conservent leur orientation mais la polarité des axes obliques sur C est inversée ; le sens de l'hélice d'axe C est conservé. La macle du Dauphiné induit de faibles rotations des liaisons Si-O-Si sans provoquer leur rupture : c'est pourquoi de faibles contraintes suffisent pour les engendrer (20 bars à

400°C ; WOOSTER et al., 1947). TULLIS (1970) a montré qu'un monocristal de quartz se mâcle en totalité par compression axiale parallèlement à $z = [01\bar{1}1]$, à 900°C ($P_H = 14 \text{ Kb}$, $\dot{\epsilon} = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $\epsilon = 14 \%$) ; dans les mêmes conditions, une compression parallèlement à $r = [10\bar{1}1]$ ne crée aucune macle ; TULLIS interprète cette dissymétrie en termes de modules d'élasticité. Dans les agrégats, TULLIS met aussi en évidence la macle du Dauphiné et pense alors que l'analyse de l'orientation préférentielle des axes a^+ et a^- peut conduire à une nouvelle méthode d'analyse dynamique (des contraintes) ; l'inconvénient majeur est l'apparition probable de macles du Dauphiné pour des contraintes très faibles postérieures à la déformation principale (TULLIS et TULLIS, 1972). Dans une étude récente, BAKER et RIEKELS (1977) soulignent l'importance de la macle du Dauphiné, lisible dans les diagrammes a^+ et a^- d'une mylonite du Moine Thrust (CHRISTIE, 1963). Ils concluent, contrairement à TULLIS, que dans les roches très déformées, l'orientation des macles serait liée aux axes de la déformation ; d'autre part, les macles ne seraient pas une mémoire des déformations postérieures à la déformation principale.

La macle du Brésil change le sens de l'hélice d'axe C par symétrie de plan $\{11\bar{2}0\}$; elle rompt les liaisons Si-O-Si. Elle a été observée en microscopie électronique, à relativement basse température (500°C), à vitesse de déformation élevée, et pour des contraintes tangentielles importantes sur le plan (0001). Elle pourrait ressembler, en microscopie optique, à des lamelles de déformation (McLAREN et al., 1967).

I.6.4. LES EXPERIENCES DE TULLIS

Les expériences de TULLIS (1971) résumées dans TULLIS et al. (1973) constituent le principal travail de référence sur la déformation des agrégats de quartz. Leur intérêt est double. (1) elles montrent l'évolution progressive, à partir de grès-quartzites, des microstructures et des orientations préférentielles de réseau pour des déformations croissantes et dans des conditions très variées de température et de vitesse de déformation. TULLIS écrit, en 1971, que si l'on pouvait trouver des microstructures analogues dans les roches naturellement déformées, des progrès rapides pourraient s'accomplir dans la compréhension des mécanismes et des conditions de la déformation de ces roches. De fait, de nombreuses tectonites à quartz présentent des analogies frappantes avec celles de TULLIS. Ce sont surtout des analogies de microstructure (BOUCHEZ, 1975, cf. II.2.2. ; WILSON, 1975 MARJORIBANKS, 1976) mais aussi des analogies d'orientations préférentielles d'axes C (MARJORIBANKS, 1976 et § IV.2.2.). (2) elles montrent, même si ce n'est qu'implicitement parfois, l'importance du glissement intracristallin, c'est-à-dire du mouvement des dislocations, dans la déformation plastique du quartz.

Les matériaux de départ sont des grès-quartzites à grains de taille suffisante (porphyroclastes de taille supérieure à 0.1 mm) pour suivre leur évolution optiquement (cf. I.1.6.3.). Les orientations des axes C ont été déterminées optiquement à la platine universelle, et de nombreux diagrammes d'orientation totale ont été obtenus par goniométrie X (cf. I.2.). On peut schématiquement diviser en deux domaines le large éventail des

conditions ($T, \dot{\epsilon}$) prospectées : déformation plastique sans recristallisation (1) et déformation plastique avec recristallisation syntectonique (2).

(1) Au-dessous de 700°C à 10^{-6} s^{-1} , ou pour tout couple ($T, \dot{\epsilon}$) équivalent (un accroissement de T de 100°C apparaît comme équivalent à une diminution d'un ordre de grandeur de $\dot{\epsilon}$; Fig. I.10.), les échantillons s'écroutissent progressivement : la contrainte déviatorique croît à vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) constante (10% de déformation est atteint pour $\Delta\sigma \approx 20 \text{ Kb}$). Au glissement intracristallin, responsable de la déformation des porphyroclastes (sous-structures), peut s'ajouter accessoirement du glissement aux joints de grains observé aux plus basses températures, nécessaire à l'accommodation d'une déformation hétérogène des grains et favorisant leurs rotations externes. Les grains s'aplatissent progressivement, perpendiculairement à σ_1 , à l'exception de quelques uns ("augen") dont l'axe C est parallèle ou perpendiculaire à σ_1 (cf. II.2.4.) ; en même temps les axes C montrent une orientation préférentielle de mieux en mieux définie parallèlement à σ_1 , résultant probablement (TULLIS, 1971) du glissement prédominant de plan basal accompagné de rotation externe des grains.

(2) Aux températures de l'ordre de 700°C à 10^{-7} s^{-1} , la restauration et la recristallisation dynamiques deviennent importants et contrebalancent le durcissement (10% de déformation est atteint pour $\Delta\sigma \approx 6 \text{ Kb}$). Les microstructures et les sous-structures indiquent que le glissement intracristallin est important en même temps que le taux de recristallisation augmente avec la déformation. Les grains recristallisés, de petite taille et aplatis perpendiculairement à σ_1 , se développent préférentiellement aux joints des porphyroclastes avant d'envahir les grains les plus déformés (comparer avec Fig. II.7.). A plus haute température ($T = 800^{\circ}\text{C}$, $\dot{\epsilon} = 10^{-7} \text{ s}^{-1}$), les agrégats se déforment à contrainte

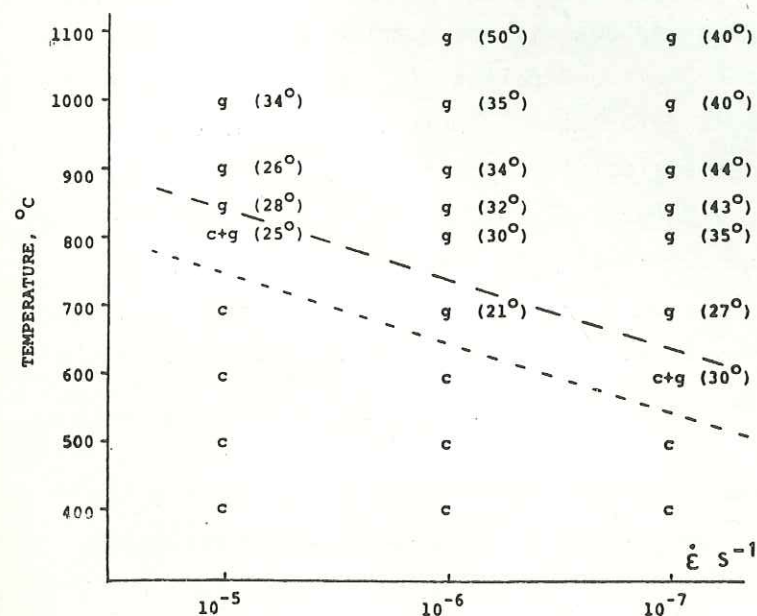


Figure I.11. : Evolution de l'orientation préférentielle d'axe C du quartz avec la température et la vitesse de déformation (TULLIS et al., 1973).

c = maximum autour de σ_1 ;
 g = orientation préférentielle en petits cercles d'axe σ_1 ; (21°) = demi-angle d'ouverture du petit cercle.
 Transitions vers le haut (températures croissantes) : petits tirets = chute de contrainte attribuée à l'affaiblissement par l'eau ; grands tirets : début de la recristallisation syntectonique.

très faible ($\sim 1 \text{ kb}$) : l'adjonction d'eau contenue dans le talc des assemblages expérimentaux est probablement responsable d'un tel affaiblissement (cf. I.6.2.). La recristallisation est très développée sinon totale. Les lamelles de déformation sont rares. Les grains recristallisés ou les sous-grains inclus dans les porphyroclastes préservés sont de taille comparable ($\sim 30 \mu$) : Pour des déformations croissantes, les grains peu déformés ("augen") subsistent ; les grains recristallisés deviennent plus petits et plus inégaux.

Les orientations préférentielles d'axes C évoluent, avec l'accroissement de T et de $\dot{\epsilon}^{-1}$, d'un maximum autour de σ_1 vers des petits cercles d'axe σ_1 et d'ouverture angulaire croissante (Fig. I.11.) jusqu'à 40° environ : l'angle ne semble pas varier avec la déformation pour des conditions $T, \dot{\epsilon}$ données. Cette variation progressive des orientations préférentielles est attribuée par TULLIS à une combinaison de glissements de plan basal (B) et de plan prismatique (P : de direction non précisée), de rapport P/B croissant avec ($T, \dot{\epsilon}^{-1}$) mais constant dans un régime ($T, \dot{\epsilon}$) donné. TULLIS s'appuie sur l'augmentation du nombre des lamelles subprismatiques par rapport aux lamelles subbasales (avant leur disparition aux plus hautes températures) et sur le calcul des rotations de réseau données par le modèle SCHMID and BOAS (1950 ; cf. § I.1.6.4.), adapté aux déformations non-homogènes et étendu au glissement double : on obtient des ouvertures angulaires de 22° et 35° pour des rapports respectifs B/P = 6/1 et 2/1.

I.6.5. PRINCIPAUX TRAVAUX SUR LES TECTONITES A QUARTZ.

L'étude des relations entre les structures des tectonites et les orientations préférentielles du quartz fait l'objet depuis longtemps de très nombreux travaux. Nous ne citerons que ceux qui nous paraissent les plus marquantes. CLOOS (1946), dans une étude bien connue des linéations et de leur interprétation, écrit que l'orientation du quartz pose un problème spécial. Il explique que les fameuses couronnes croisées (orientations préférentielles d'axe C les plus communes dans les tectonites) pourraient résulter de la déformation plastique sur des plans cristallographiques en même temps que d'une rotation rigide autour de la linéation (\sim objets roulés) qui serait alors une direction cinématique "b" : "les axes du quartz se disposeraient à la manière des rayons d'une roue autour de son axe". Mais CLOOS fait remarquer que toutes les linéations ne sont pas perpendiculaires à la direction du mouvement. SANDER (1936) invoque, pour expliquer les axes "roulés", une composante d'écoulement oblique sur la direction principale. CLOOS suggère aussi qu'un flux convergent ou divergent peut favoriser cette rotation, les plans de cisaillement se plaçant en zone autour de la direction cinématique "a". D'autres auteurs ont invoqué une phase plus ancienne ou plus récente de direction perpendiculaire (PHILLIPS, 1937 ; FAIRBAIN, 1935). Ainsi, l'évolution des études sur les orientations préférentielles du quartz est-elle directement liée à celle des études sur l'interprétation des linéations.

Certains contextes géologiques favorables ont été le théâtre de ces études ainsi que de longues polémiques, tel le cas du Moine Thrust, étudié par PHILLIPS (1937), BALK (1952), JONHSON (1957) et CHRISTIE (1963). Le concept de symétrie, introduit par SANDER (1930, 1970) et développé par TURNER (1957) et PATERSON and WEISS (1961), appliqué parfois de façon aveugle, a contribué à la confusion dans ce domaine. Il en est de même de l'application de la piézocristallisation ou modèle de KAMB (1959), discuté dans NICOLAS et POIRIER (1976), qui a permis de rejeter sur l'orientation mal connue des contraintes, la responsabilité des orientations préférentielles d'axe C. De même encore, ont été invoquées des cristallisation "dirigées" par l'orientation de réseau des minéraux adjacents ou par la forme des interstices dans lesquels s'effectuent la cristallisation ou la recristallisation du quartz. SHELLEY (1971) propose aussi une croissance préférentielle des grains mal orientés pour le glissement durant la recristallisation syntectonique.

En 1970, GREEN et al. reproduisent expérimentalement des couronnes croisées lors d'une expérience défectueuse ayant conduit à une déformation triaxiale. SYLVESTER et CHRISTIE (1968), dans une étude remarquable de la déformation de quartzites au toit d'un dôme de granite, étudient l'évolution de couronnes croisées qu'ils corrèlent avec la déformation. Récemment, LISTER (1974) a construit des simulations numériques (cf. I.1.6.4.) destinées à reproduire les diagrammes d'axes C ; dans le cas des couronnes croisées, il ne parvient à les reproduire qu'en postulant un chemin de déformation en deux étapes et serait tenté de créditer l'hypothèse géologique des deux phases de déformation (PHILLIPS, 1937, CHRISTIE, 1963) pour expliquer leur développement dans les tectonites (!).

Nous pensons que les études qui suivent, ni exhaustives, ni définitives, feront avancer le problème des orientations préférentielles du quartz dans les tectonites, et celui qui lui est lié : la cinématique des tectonites.

CHAPITRE II

L'AXE DUCTILE D'ANGERS

Le choix de l'étude de cet accident a pour origine :

- La mise en évidence sur le terrain, d'un gradient de déformation "linéaire" bien localisé, perpendiculairement à l'axe structural passant par Angers et sur lequel s'imprime un gradient thermique (BLAISE, carte ANGERS à 1/50.000).
- La présence de niveaux gréseux à grains de quartz allongés dont les microstructures montrent des analogies frappantes avec celles des expériences de TULLIS (1971 ; cf. I.6.4.).

Après une présentation structurale de terrain, on mènera une étude détaillée de la déformation progressive des grès-quartzites ; elle conduira :

- (1) à une interprétation des mécanismes de la déformation des agrégats de quartz et de leurs orientations préférentielles de réseau, puis,
- (2) à une interprétation du régime de l'écoulement et de la cinématique de l'axe ductile d'Angers ; ceci conduirait, si l'interprétation peut s'étendre géographiquement, à une nouvelle façon de voir le bâti armoricain.

Les développements qui suivent constituent une synthèse de : BOUCHEZ (1975), BOUCHEZ et BLAISE (1976) et BOUCHEZ (1977).

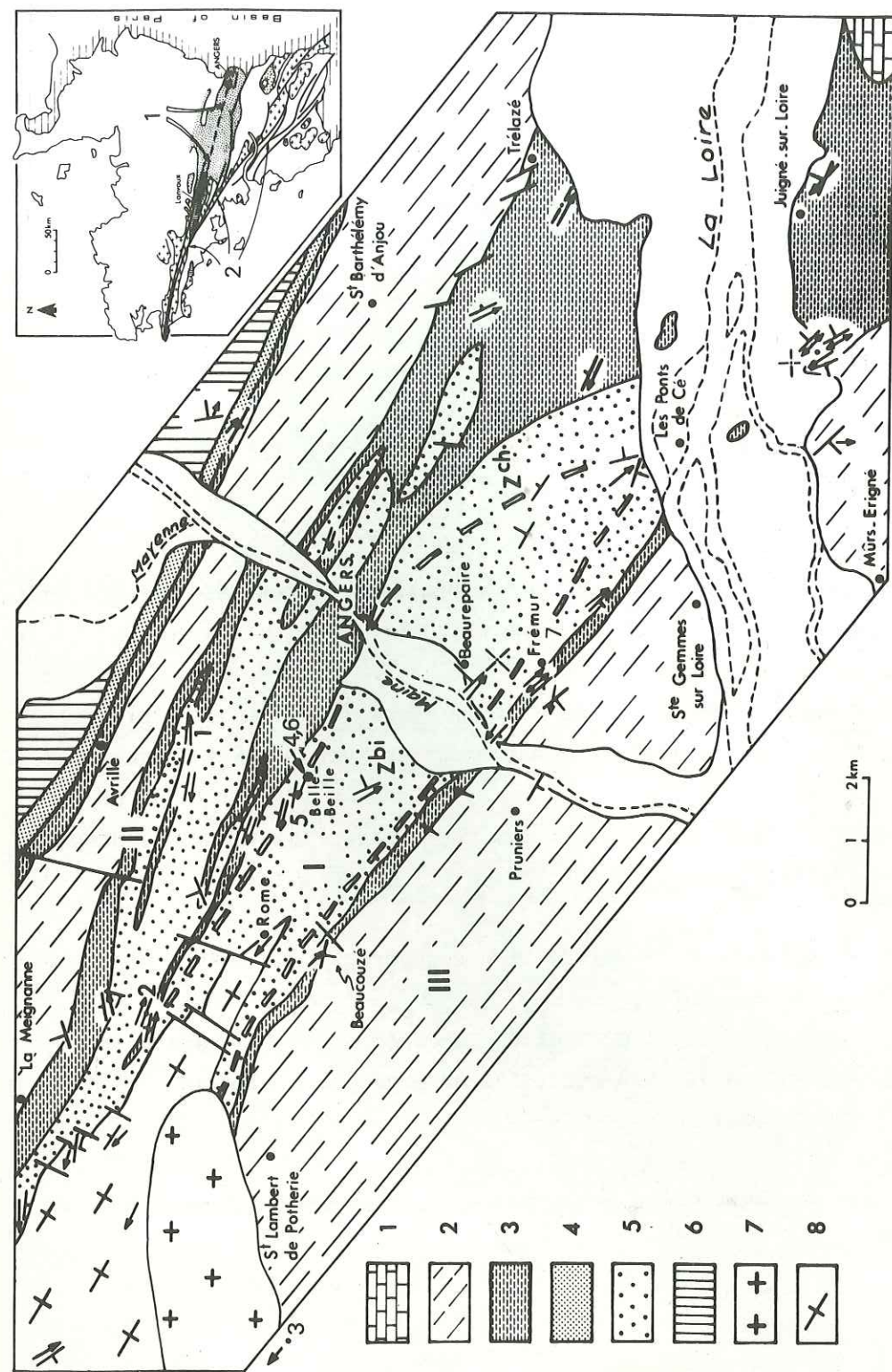


Figure II.1.1. : Carte géologique simplifiée de la région d'Angers.

1 : Crétacé ; 2 à 8 : Socle armoricain ; 2 : Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur ; 3 : Schistes d'Angers (Ordovicien Moyen) ; 4 : Grès armoricain (Arenig) ; 5 : Schistes et Arkoses de Bains ; 6 : Schistes du Lion d'Angers (Briovérien) ; 7 : Granite de Bécon ; 8 : Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place.
 Plis hercyniens : I : Anticlinal des Ponts-de-Cé ; II : Synclinal d'Angers ; III : Synclinal de St. Georges-sur-Loire.
 Métamorphisme : La ligne discontinue indique l'isograde d'apparition de la biotite ; Zbi : Zone de la biotite ; Zch : Zone de la chlorite.
 Echantillons de quartzites présentés dans cette étude (points 1 à 7) :
 1 : Le Bois du Roi (Schistes et Arkoses de Bains : SAB) ; 2 : Moulin de la Farauderie (SAB) ; 3 : Carrière du Haut-Chemin (7 km à l'Ouest du point indiqué ; carte de Chalonnes-sur-Loire) ; 4 : Formation des Grès de Pruniers ; 5 : Domaine III : post-llandeillien) ; 6 : Campus de Belle-Beille (SAB) ; 7 : Carrière de Frémur, lieu-dit le Camp des César (SAB).
 Dans l'encadré de localisation : 1 : linéament Angers-Lanvaux ; 2 : zone mylonitique Sud-armoricaine.

II.1. ETUDE GEOLOGIQUE.

II.1.1. CADRE REGIONAL (Fig. II.1.).

L'anticlinal des Landes de Lanvaux se prolonge, dans la région immédiate d'Angers en structure étroite : l'Anticlinal des Ponts-de-Cé (Domaine I de la Fig. II.1. ; CAVET et coll., 1976). Son axe est localement jalonné, à l'Ouest d'Angers, par la boutonnière des orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, considérée comme la réapparition du massif granito-gneissique de Lanvaux (CHAURIS et LUCAS, 1964), qui, d'après la carte hypogéologique de WEBER (1973), se poursuit vers l'Est sur une centaine de kilomètres. Le complexe antéllanvirnien des Schistes et Arkoses de Bains enveloppe l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place. Il s'agit, comme pour ce dernier, d'une formation strictement liée à l'anticlinal de Lanvaux, et l'on retrouve ici les mêmes types lithologiques que dans la région de Redon, où ce complexe a été défini. Au-dessus des Schistes et Arkoses de Bains viennent les Schistes d'Angers, de l'Ordovicien moyen, des intercalations schisto-gréseuses assurant le passage entre les deux formations. Les schistes d'Angers limitent l'anticlinal des Ponts-de-Cé et le ceinturent en périclinal vers l'ESE en rive gauche de la Loire.

Le synclinal d'Angers - Saint-Julien-de-Vouvantes (Domaine II) borde au Nord l'anticlinal des Ponts-de-Cé. A ses replis méridionaux participent les Schistes et Arkoses de Bains ainsi que les Schistes d'Angers ; ces derniers ont donné lieu ici, de longue date, à de célèbres exploitations ardoisières (Trélazé par exemple). Le synclinal principal du synclinal, plus septentrional, est jalonné par des formations qui vont de l'Ordovicien au Dévonien. Sur son flanc nord on retrouve, sous les Schistes d'Angers, le Grès armoricain, représentant classique de l'Arenig en Bretagne centrale, puis les Schistes du Lion d'Angers, rapportés au Briovérien et séparés ici du Grès armoricain par un contact faillé (Fig. II.22.).

Au Sud de l'anticlinal des Ponts-de-Cé, des formations surtout siluriennes (Schistes de Bouchemaine et d'Erigné, et Série de Saint-Georges-sur-Loire) forment le remplissage du vaste Synclinal de Saint-Georges-sur Loire (Domaine III).

Au flanc sud de la boutonnière d'orthogneiss, le Granite de Bécon, post-tectonique, s'allonge en direction Est-Ouest au travers des plis.

II.1.2. DONNEES STRUCTURALES DE TERRAIN.

L'étude structurale a été menée dans les domaines I, II (essentiellement dans sa partie méridionale), et le long de la bordure nord du domaine III.

II.1.2.1. La schistosité ardoisière.

La schistosité ardoisière est générale dans les formations incompetentes. Les Schistes d'Angers situés à la limite I-II et au Sud du domaine II (Trélazé par exemple), montrent une schistosité qui confère aux veines ardoisières une fissilité exceptionnelle. Cette schistosité ardoisière passe, au niveau d'horizons schisto-gréseux, à une schistosité de pli-fracture avec entraînement, reprenant un litage sédimentaire finement gréseux. C'est le cas des schistes à intercalations gréseuses de l'Esvière, au Sud du Château du Roi René (sous le "N" de ANGERS en Fig. II.1.), en un lieu où la schistosité des niveaux schisteux est orientée à N 100° E avec un pendage de 40° N.

Le long du flanc nord du domaine I, ainsi que dans le domaine II, la schistosité est verticale ou fortement pentée vers le Nord. Elle est plan axial des grands plis serrés, droits ou faiblement déjetés, d'axes N 100 à N130E, dessinés sur la carte (Fig. II.1.). Le long du flanc sud de I et sur la bordure nord de III, la schistosité est pentée vers le Sud de 90° à 60°. Dans le domaine III, elle garde le même pendage et elle s'atténue vers le Sud ; elle reprend une stratification qui est plus faiblement pentée vers le Sud (moins de 45°) ; elle est plan axial de quelques replis ouverts et déversés vers le Nord.

Dans le domaine I, la schistosité épouse la forme anticlinale du dôme d'orthogneiss sous-jacent : elle se couche progressivement depuis les flancs jusqu'à la partie axiale de la structure où elle devient rapidement subhorizontale (forme coffrée en coupe, Fig. II.22). Les exploitations artisanales de Juigné-sur-Loire (au Sud de la Loire), aujourd'hui abandonnées, témoignent du débit ardoisier horizontal des Schistes d'Angers le long de cet axe.

II.1.2.2. Les plis synschisteux.

Dans l'axe même du domaine I, la schistosité "plate" est plan axial de plis couchés parfois très serrés, d'axes parallèles à la linéation majeure (voir plus bas) et de taille décimétrique à métrique. Ces plis sont observables dans les formations schisteuses à rythmes gréseux de la base des Schistes d'Angers (au Sud-Ouest du château d'Angers ; Juigné-sur-Loire) ou au coeur même des Schistes et Arkoses de Bains (Beaurepaire, en rive gauche de la Maine). Dans le premier cas, les rares plis montrent un faible déversement vers le Sud (Fig. II.2.a.) ; dans le second, ils sont superposés et répétés de nombreuses fois, et ne montrent aucune dissymétrie (Fig. II.2b. et II.3a.).

II.1.2.3. La foliation.

Les niveaux grésos-quartziteux, souvent grossiers, des Schistes et Arkoses des domaines I, II (partie méridionale) et III (partie septentrionale) présentent une foliation définie par l'aplatissement des grains de quartz. Dans le domaine axial (I), elle épouse la forme

anticlinale de la structure en moulant le coeur d'orthogneiss, parallèlement à la schistosité des niveaux incompetents. L'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, reconnu comme un granite tectonisé par CHAURIS et LUCAS (1964), présente aussi une foliation soulignée par des rubanements millimétriques de quartz et de feldspath, disposée également en dôme et épousant grossièrement le contact "orthogneiss-encaissant".

Cette foliation des niveaux compétents est parfois estompée par une linéation minérale très prononcée (voir ci-dessous) dans l'axe même de la structure (carrière de Rome dans les orthogneiss ; Belle-Beille dans les grès) ou sur la limite I-III (carrière de Frémur dans les grès). Ces formations montrent alors un beau débit en rods ou en mullions.

II.1.2.4. La linéation d'allongement.

Une remarquable linéation minérale sub-horizontale (plongement de quelques degrés Est ou Ouest) est liée à la foliation des formations compétentes. Dans l'orthogneiss, où on l'observe sur toute l'étendue du massif (CAVET et al., 1970, 1976), elle est marquée, dans le plan de foliation, par des rubans quartzofeldspathiques souvent tronçonnés perpendiculairement à leur allongement (Fig. II.3b) ou parfois par des rods (voir ci-dessus). Dans les bancs gréseux des Schistes et Arkoses ou de la base des Schistes d'Angers, elle est marquée essentiellement par l'allongement des grains de quartz. Certains niveaux plus grossiers de la zone axiale (I), constitués de longs fuseaux de quartz, donnent un débit "en allumettes", longtemps tenu pour caractéristique des Schistes et Arkoses. Dans les Schistes d'Angers et dans les niveaux schisteux des Schistes et Arkoses, cette linéation, déjà observée par COUFFON (1922), s'exprime par l'alignement d'hétérogénéités plus gréseuses, en grumeaux, ou par l'allongement d'ellipses pyriteuses. Ces dernières constituent le "lamprai" des carriers, qui souligne le "longrain" seule direction de débit naturel dans le plan de "fissilité". Dans le plan de schistosité, cette direction est aussi parallèle à la direction d'extinction maximum mesurée en lame mince avec une cellule photoélectrique, indiquant ainsi une orientation statistique de réseau, et par conséquent de forme, des minéraux phylliteux parallèlement à la linéation. LE CORRE (1974b) a développé cette méthode de mesure qui lui a permis de mettre en évidence une linéation dans le plan de schistosité, ainsi qu'une anisotropie maximum dans les veines ardoisières exploitées, dans la formation des Schistes d'Angers des synclinaux du Sud de Rennes.

Cette linéation est parallèle aux axes des plis synschisteux rencontrés au coeur du domaine I (cf. II.1.2.2.) ; elle est aussi axe de zone des plans de foliation ou de schistosité (Fig. II.4.).

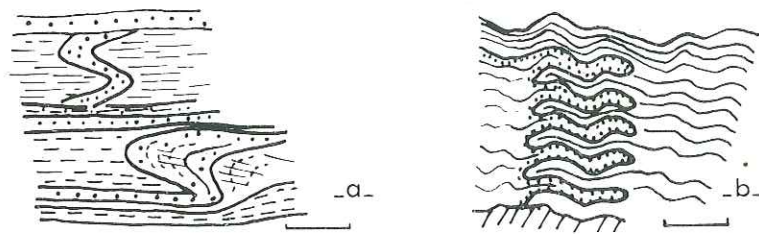


Figure II.2.: Plis synschisteux, d'axes parallèles à la linéation minérale d'étirement, dans les formations de couverture du domaine à schistosité "plate" (1). 2a : Charnières de plis à faible déversement vers le Sud dans un niveau gréseux de la base des Schistes d'Angers. 2 km à l'Ouest du lieudit "Juigné-sur-Loire". Vue vers le Nord-Ouest. Echelle 20 cm ; 2b : Nombreux replis superposés à flancs symétriques, d'un lit gréseux centimétrique dans un niveau schisteux (à biotite) des Schistes et Arkoses de Bains. Lieudit "Beaurepaire" (voir aussi figure II.3.a). Vue vers le Sud-Est. L'ensemble est repris par des plis en chevron peu serrés, à plan axial subvertical et d'axe voisin ($5-10^\circ$) de l'axe des plis couchés. Echelle 5 cm.

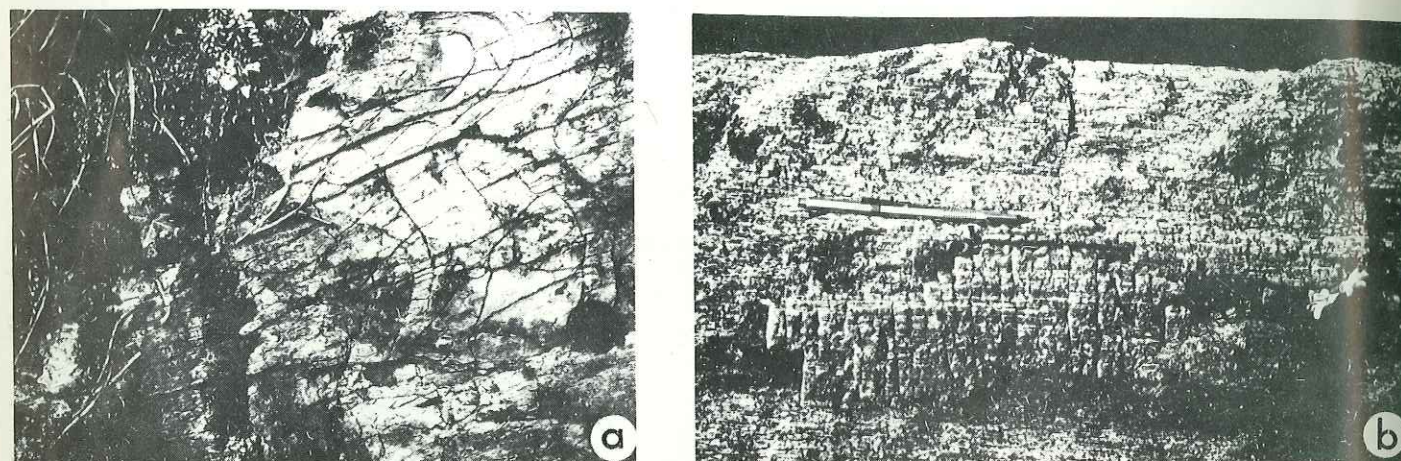


Figure II.3.: Plis de Beaurepaire et linéation dans l'orthogneiss. a- Plis synschisteux à plan axial subhorizontal ($N135$ à $N150$, 15 à $20NE$) dans les niveaux à rythmes gréseux des Schistes et Arkoses de Bains. Lieudit "Beaurepaire", en rive gauche de la Maine. Vue vers le Sud-Est. L'axe de ces plis ($N125, 15SE$) est parallèle à la linéation minérale d'étirement. b- Orthogneiss de St. Clément de la Place. Lieu-dit "La Coudre", sur le flanc nord du massif. Vue vers le Sud. La linéation remarquable, plongeant de 20° vers l'Ouest, est portée par un plan de foliation fruste à $N120, 75N$. L'ensemble est tronçonné par un plan de débit à espacement centimétrique à $N35, 70E$.

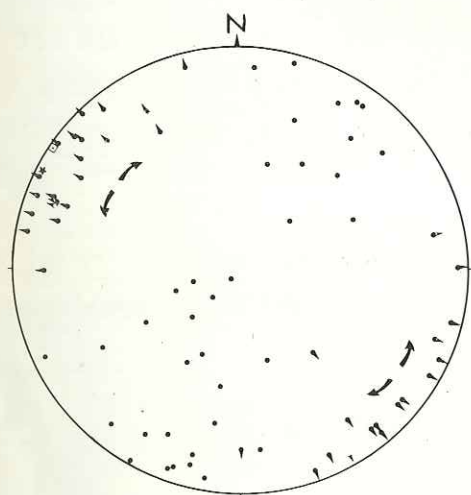


Figure II.4. : Diagramme d'orientation des structures.

● : Pôles des plans de schistosité ou de foliation dans les formations sédimentaires ; ○ : de foliation dans l'orthogneiss ; ◐ et ◑ : linéation d'allongement inscrite dans ces plans. 39 mesures de plans et 38 mesures de lignes régulièrement réparties dans la région étudiée (Fig. II.1.). Canevas Lambert, hémisphère inférieure. La virgation régionale de la structure de l'Ouest vers l'Est et les plis tardifs à axes verticaux, probablement associés à des décrochements dextres, sont responsables de la dispersion indiquée par les flèches. La linéation moyenne calculée ◒ est

très proche (8° ; cf. DAROT and BOUCHEZ, 1976) du pôle du meilleur plan calculé ★ passant par les pôles des plans de schistosité ou de foliation. Ces plans, qui matérialisent l'aplatissement maximum, sont donc en zone autour de la direction d'étirement régional.

Les relevés de terrain ainsi que la mesure du taux d'allongement des grains de quartz dans les niveaux gréseux montrent que cette linéation est très développée dans le domaine I, puis décroît rapidement pour disparaître au Nord du domaine II ainsi qu'à quelques centaines de mètres au Sud de la limite I-III.

II.1.2.5. La linéation de microplis.

Une fine linéation de microplis-gaufrage accompagne généralement la linéation précédente dans les niveaux incompetents. Il n'apparaît pas de différence angulaire entre ces deux linéations, excepté un cas où l'angle est de l'ordre de 10° (Beaurepaire). Déformant la schistosité, la linéation de microplis peut introduire localement un débit fibreux. Au coeur du domaine I, elle souligne l'axe de rares crénulations ou chevrons centimétriques à plan axial subvertical, qui reprennent la schistosité subhorizontale et induisent un début de fausse schistosité dans les niveaux les plus incompetents (Fig. II.2.b). L'extension géographique de cette linéation débord à peine celle de la linéation minérale : elle est ubiquiste dans le domaine anticlinal (I), puis s'atténue et disparaît vers le Nord et vers le Sud.

II.1.2.6. Autres structures.

Le dispositif structural précédent montre en outre : - Une virgation à l'échelle de la carte (Fig. II.1. et II.4.), de l'Ouest vers l'Est, depuis une direction $N100^\circ$ jusqu'à $N150^\circ$ E. Cette virgation est soulignée par les anomalies gravimétriques négatives (WEBER, 1973). - Des plis tardifs (participant à la virgation précédente ?), d'échelle métrique à décimétrique, concentriques ou en knicks, et d'axes subverticaux. - Une grande abondance de fractures subverticales, de direction N à $N30^\circ$ E, parfois décrochantes (de sens dextre) et contribuant à l'engorgement vers l'Est du massif d'orthogneiss. A l'échelle de l'affleurement (Fig. II.1. et feuille Angers, 1/50.000 (1976)) ou de l'échantillon, il s'agit de fractures ouvertes ou remplies de quartz, ou bien, dans les niveaux les plus massifs, d'un débit en surfaces gauches. Ces surfaces sont perpendiculaires à la linéation d'allongement, parfois de façon rigoureuse.

II.1.3. DEFORMATION ET METAMORPHISME.

Les données de terrain ainsi que les études microscopiques plus fines menées essentiellement dans les niveaux gréseux (cf. II.2.) mettent en évidence un gradient de déformation accompagné d'un gradient thermique perpendiculairement à l'axe de la structure.

II.1.3.1. Gradient de déformation.

Le gradient de déformation est très élevé, perpendiculairement à l'axe anticlinal, à partir du coeur orthogneissique. Il s'agit essentiellement d'un gradient d'étirement attesté par les variations importantes des taux X/Z en regard des taux Y/Z des ellipsoïdes de la déformation (Fig. II.6.). On observe par exemple des taux X/Z variant de 6,2 : 1 (point 5) à 2,3 : 1 (point 2) sur une distance horizontale de 1,8 km. Ce gradient est dissymétrique : on relève l'atténuation, puis la disparition plus rapide de la linéation au Sud (bordure nord de III) qu'au Nord (dans le domaine II). Parallèlement à l'axe de la structure, l'intensité de la déformation décroît vers l'Est à partir de l'orthogneiss ; cet amortissement est attribué à un ennoyage de ce dernier vers l'Est.

La déformation linéaire est maximum dans le domaine I ; dans le détail, on relève transversalement des gradients locaux. Les étirements ainsi que les aplatissements les plus importants se trouvent sur les flancs de la structure anticlinale (Belle Beille-Trélazé ; Frémur), là où la foliation présente un fort pendage Nord ou Sud, plutôt que selon son axe même, à foliation subhorizontale. Les niveaux schisteux adossés aux flancs du domaine I (limites I-II et I-III) semblent absorber une part majeure de la déformation : on explique ainsi les discontinuités observées dans les rapports des axes de forme des marqueurs de part et d'autre de ces formations. L'épaisse bande de Schistes d'Angers passant à Trélazé en est le meilleur représentant. On peut voir dans cette concentration de déformation la cause de la fissilité extrême des veines ardoisières.

II.1.3.2. Gradient thermique.

Un gradient de métamorphisme positif s'observe en direction du coeur orthogneissique de l'anticlinal des Ponts-de-Cé. Il est bien marqué par l'apparition de la biotite (isograde tracé sur la carte ; Fig. II.1.) puis par son développement en abondance, depuis les flancs de l'anticlinal (biotite reconnue dans les Schistes d'Angers sur le flanc nord) jusqu'à sa zone axiale (Schistes et Arkoses de Bains).

La biotite est syn-à post-schisteuse. Son développement en porphyroblastes millimétriques a pu sceller des petits plis. Ces mêmes porphyroblastes ont été déformés par le gauffrage secondaire qui affecte la schistosité de la zone axiale.

A partir de la zone à biotite, et en s'éloignant de la structure, l'aspect satiné des schistes, la présence du chloritoïde dans les schistes ardoisiers (BOUDIER et NICOLAS, 1968) également celle du stilpnomélane dans un minéral de fer chloriteux (CHAUVEL, 1974) sont les indicateurs d'un épimétamorphisme qui intéresse sans doute une grande partie de notre domaine. Il conviendrait de préciser par une étude de cristallinité des micas la zonalité de ce faible métamorphisme et son passage possible à l'anchizone. LE CORRE (1974a)

a entrepris ce type d'étude à une cinquantaine de kilomètres plus à l'Ouest, dans le prolongement même des structures étudiées. Il ressort de ces analyses préliminaires que les formations paléozoïques du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers et de l'Anticlinal de Lanvaux - Les Ponts-de-Cé sont épimétamorphiques ; le degré de ce métamorphisme, d'abord proche de l'anchizone, croît rapidement vers le Sud (axe orthogneissique ?), à partir du bord méridional du synclinorium.

Ainsi, dans l'axe de la structure, une "auréole thermique" a développé un métamorphisme atteignant la zone à biotite. Une telle intensité n'avait encore jamais été signalée dans le Paléozoïque de l'Anjou. On note que le gradient de déformation linéaire coïncide avec le gradient de métamorphisme : les niveaux gréseux qui présentent les taux de déformation des grains de quartz les plus élevés se trouvent inclus dans la zone à biotite (points n° 5 et 6 ; Fig. II.1.). Allant dans le sens de nos observations, une étude récente (LE CORRE, 1975) montre que l'intensité de la déformation, mesurée par l'aplatissement des grains de quartz dans les schistes des synclinaux du Sud de Rennes, croît avec l'indice de cristallinité des micas dioctaédriques de ces schistes.

II.2. DEFORMATION PLASTIQUE PROGRESSIVE DES GRES-QUARTZITES.

L'étude microscopique a été menée essentiellement sur des échantillons prélevés dans les niveaux gréseux des Schistes et Arkoses de Bains, accessoirement dans ceux de la base des Schistes d'Angers et dans l'Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place. On emploiera le terme de quartzite dans le sens d'agrégat constitué en quasi-totalité de grains de quartz. Les échantillons présentés dans cette étude sont numérotés sur la carte de la figure II.1. Les quartzites étudiées ne contiennent pas de feldspath (excepté pour l'échantillon n° 7 qui en contient environ 10%) et montrent un faible pourcentage (quelques %) de séricite ainsi que quelques grains de tourmaline. Les quartzites sont constitués de porphyroclastes diversement déformés, de taille millimétrique (10 mm au maximum), emballés dans une "matrice" quartzreuse à grain fin (0.1 mm). Le volume relatif de la matrice croît avec la déformation (Fig. II.7.). Les porphyroclastes représentent d'anciens grains détritiques initialement subsphériques et non recristallisés.

II.2.1. ESTIMATION DE LA DEFORMATION FINIE.

Le référentiel XYZ utilisé est défini au paragraphe I.1.3. Les études microscopiques ont été exclusivement menées dans les sections orthogonales XZ, XY principalement, et YZ accessoirement.

La quantité de la déformation et partant, son gradient (= sa variation géographique), est estimée à partir de la forme des marqueurs (cf. I.1.1.3.) que sont : (1) les ellipsoïdes ferrugineux, et (2) les porphyroclastes de quartz.

Echantillon (cf. carte en Fig. II.1.)	Taille moyenne des grains (mm) X Y Z	Rapport des axes de forme	K
1	1.45 : 0.81 : 0.63	2.3 : 1.3 : 1.0	2.8
1bis	2.45 : 1.13 : 0.88	2.8 : 1.3 : 1.0	3.85
2	(ellipsoïdes ferrugineux)		
3	1.2 : 0.6 : 0.45	2.6 : 1.3 : 1.0	3.35
4	1.02 : 0.53 : 0.35	2.9 : 1.5 : 1.0	1.9
5	1.3 : 0.48 : 0.32	4.0 : 1.5 : 1.0	3.3
6	2.0 : 0.55 : 0.45	4.5 : 1.3 : 1.0	8.15
7	2.4 : 0.95 : 0.40	6.2 : 2.4 : 1.0	1.75
		3.8 : 1.1 : 1.0	24.5

Figure II.6. :

Echantillonnage du gradient de déformation.

Les marqueurs sont les porphyroclastes de quartz sauf pour l'échantillon 1bis. L'échantillon n° 7 est donné pour mémoire car son étude n'est pas complète (plus de 10% de feldspath ; foliation mal définie). Le coefficient K de FLINN (1962) = $((X/Y-1)/(Y/Z-1))$.

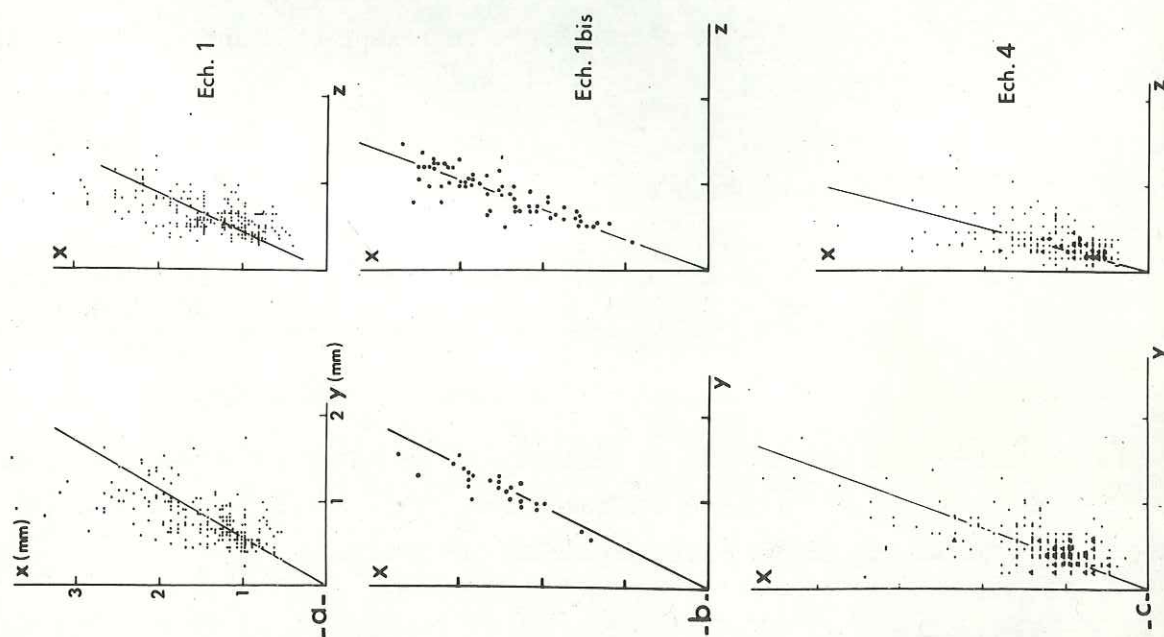


Figure II.5. : Les marqueurs de la déformation.

On a reporté les longueurs des axes des ellipses de section des marqueurs, en section XY (gauche) et XZ (droite) pour : a- et c- respectivement les échantillons 1 et 4 ; 200 porphyroclastes dans chaque section. b- l'échantillon 1 bis, à ellipsoïdes ferrugineux prélevé à faible distance de 1 ; 25 ellipses ferrugineuses en section XY, 64 en section XZ. Le rapport moyen des axes des marqueurs (Fig. II.6.) est donné par la meilleure droite du nuage passant par l'origine. La distribution fortement linéaire de l'échantillon 1bis indique une déformation homogène des marqueurs.

(1) Les ellipsoïdes ferrugineux (en section : tâches d'oxydation ; Fig. II.7B), sont considérés comme des marqueurs purement passifs, c'est-à-dire, qui enregistrent parfaitement la déformation du milieu qui les inclue. Ce dernier est un quartzite à grain fin (0.2 mm). Des grains de quartz dont la taille et le comportement sont semblables à ceux de l'agrégat à l'extérieur des ellipsoïdes sont inclus dans ces ellipsoïdes : il n'y a aucune discontinuité physique notable entre les marqueurs et leur matrice. (cf. I.1.6.2.). La figure II.5b. montre que ces marqueurs se déforment de façon homogène ce qui indique bien qu'on peut les considérer comme isotropes (cf. I.1.2.), l'ellipsoïde de forme étant alors homothétique de l'ellipsoïde de la déformation finie. Malheureusement, ces "bons" marqueurs sont rares et n'ont été rencontrés que dans des échantillons relativement peu déformés (Le Bois du Roi ; point n° 1, Fig. II.1.).

(2) Les porphyroclastes de quartz sont ici utilisés comme marqueurs de la déformation. Ils possèdent une anisotropie interne prononcée et, pris individuellement, leur forme n'est pas homothétique de l'ellipsoïde de la déformation. C'est le cas de tous les points de la figure II.5a et c qui s'écartent notablement de la meilleure droite et qui traduisent la déformation hétérogène de certains porphyroclastes par rapport à leurs voisins. Mais la valeur moyenne des axes de forme, calculée sur une grande population de porphyroclastes et traduite par les "meilleures" droites de la figure II.5., est considérée comme un marqueur semi-quantitatif de la déformation. MUKHOPADHYAY (1973) arrive à des conclusions semblables, préalables à une étude régionale systématique de la déformation finie, à partir de la forme des grains de quartz (porphyroclastes) de grès diversement déformés.

En fait, la comparaison des valeurs moyennes des axes de l'ellipsoïde de forme, calculées sur les ellipsoïdes ferrugineux et les porphyroclastes de quartz de taille millimétrique dans deux échantillons relativement peu déformés provenant du même affleurement (Le Bois du Roi, point n° 1, Fig. II.1.) suggère que les porphyroclastes sous-estiment un peu la déformation totale enregistrée par la roche (Fig. II.6.). L'utilisation des porphyroclastes comme marqueurs de la déformation n'est justifiée que si la recristallisation syntectonique est faible ; c'est le cas des échantillons faiblement à moyennement déformés. Dans le cas contraire, une part croissante de la déformation est absorbée dans la matrice recristallisée (plus apte à se déformer), accroissant du même coup l'écart entre la déformation des porphyroclastes et celle de la matrice. En même temps, les formes originelles des porphyroclastes s'estompent et se modifient, contribuant à rendre délicate leur utilisation comme marqueurs. (Fig. II.7.).

Les échantillons 1 à 6 ont été choisis pour illustrer le gradient de déformation (Fig. II.6.). Les coefficients K de FLINN (1962) indiquent que la déformation est proche du domaine "déformation plane", dans le domaine "constrictif" (K faiblement supérieur à 1). L'échantillon n° 5 montre une valeur relativement élevée de K (K=8.15) : on l'attribue à l'importance de la recristallisation syntectonique (Fig. II.7E. ; cf. II.2.2.1.) plutôt qu'à la géométrie de la déformation. En effet, les échantillons 4 et 6 prélevés à peu de distance de 5 (Fig. II.1.) donnent des valeurs K plus proches de 1. Ce n'est pas le cas pour l'échantillon n° 7, placé nettement dans le domaine constrictif (K = 24.5) : il est

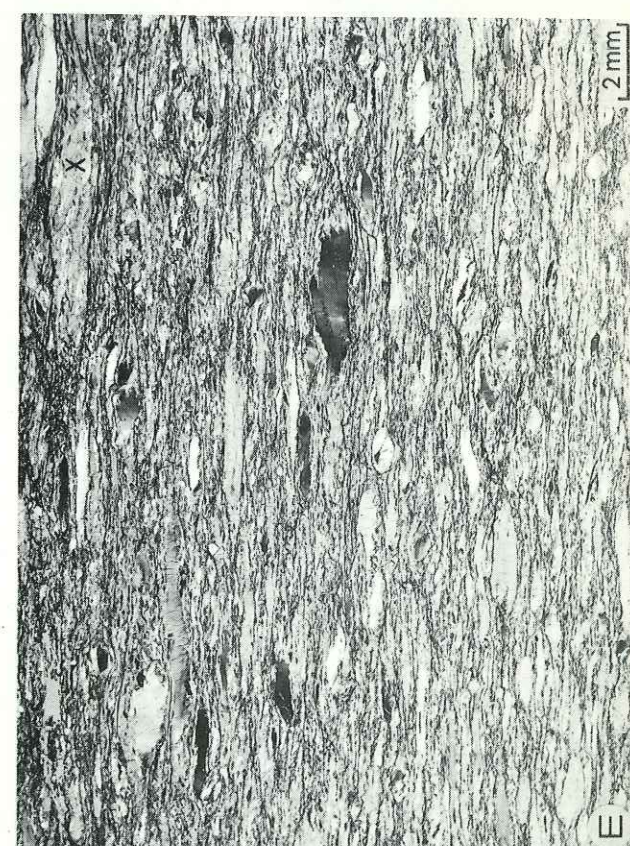
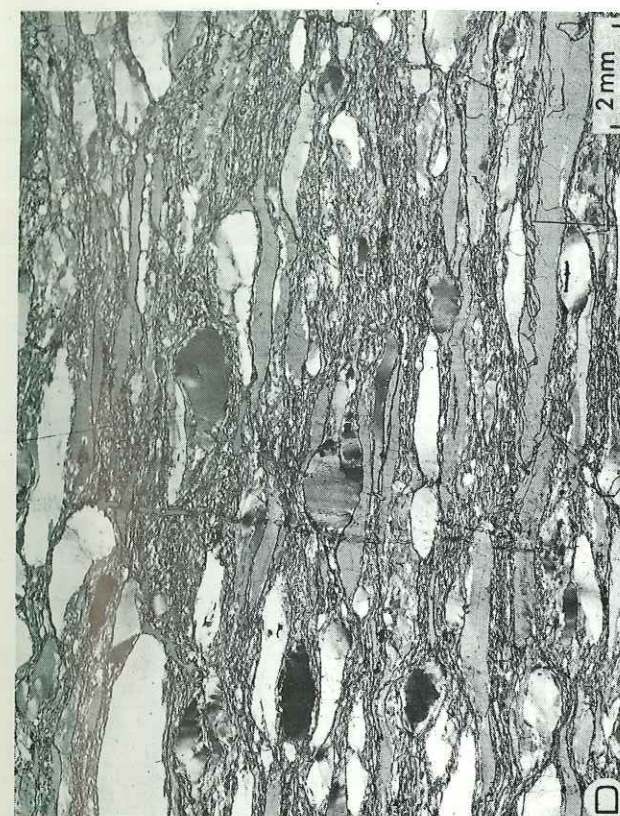
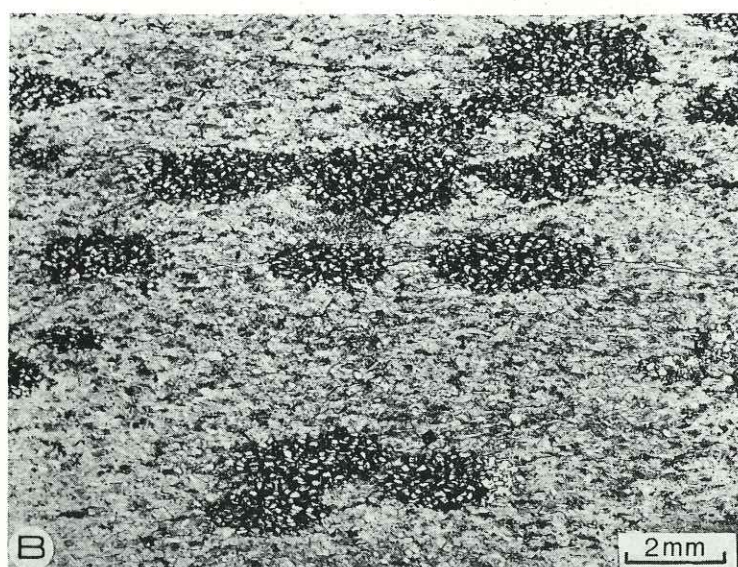


Figure II.7. : Microstructures illustrant le gradient de déformation.

Sections XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la figure, la linéation est dans le plan de la figure et E-W. Nicols croisés de 1/2 à 3/4.

A - Echantillon n° 1 ; le rapport matrice/porphyroclastes (M/P) est inférieur à 25% ; les axes de forme des porphyroclastes X/Y et Y/Z font l'objet de la figure II.5.a.

B - Echantillon n° 1bis ; "ellipses ferrugineuses" dans une matrice quartzeuse à grain fin, leur axes de forme X/Y et Y/Z font l'objet de la figure II.5b.

C - Echantillon n° 2 ; déformation modérée ; M/P \approx 25%.

D - Echantillon n° 6 ; déformation intense ; M/P > 50%.

E - Echantillon n° 5 ; déformation intense ; importante recrystallisation syntectonique : M/P > 75% ; remarquer le porphyroclaste recrystallisé mais encore discernable (X au coin supérieur droit).

F - Echantillon n° 4 : recrystallisation d'un grand porphyroclaste montrant une structure typique en pliage. Les nouveaux grains (centre-droit) sont allongés parallèlement aux bandes de pliages ; certains d'entre-eux sont à nouveau intensément déformés (bandes de déformation et lamelles).

situé dans un contexte où les rods sont prédominants (flanc sud du domaine I ; Fig. II.22.).

II.2.2. MICROSTRUCTURES ET ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES C.

Les microstructures illustrant le gradient de déformation sont présentées par les photographies de la figure II.7. On donne maintenant une brève description de la matrice ; les porphyroclastes, objets essentiels de l'étude, seront traités ensuite.

II.2.2.1. La matrice.

Dans les échantillons modérément déformés, la matrice occupe un volume relativement peu élevé (inférieur à 25%) qui représente approximativement celui du ciment initial du grès (Fig. II.7A.). Le rapport matrice/porphyroclastes croît avec la déformation (Fig. II.7.), le volume de la matrice augmentant progressivement par recristallisation syntectonique des porphyroclastes. Lorsque l'intensité de la déformation croît, les porphyroclastes montrent un nombre croissant de sous-grains localisés à leur périphérie et leurs extrémités prolongées par des queues de recristallisation. Les sous-grains évoluent progressivement en nouveaux grains de petite taille qui se fondent alors dans la matrice (cf. I.6.4.). Lorsque la recristallisation est importante (échantillon n° 5 ; Fig. II.7E), ce processus est responsable de l'altération de la forme des porphyroclastes, entraînant un biais systématique dans l'estimation de la déformation finie à l'aide de ces marqueurs. La taille du grain dans la matrice est à peu près constamment d'un ordre de grandeur inférieur à la taille des porphyroclastes, à l'exception de bandes étroites à grain plus fin, plus riches en séricite, et moulant certain porphyroclastes.

II.2.2.2. Orientations préférentielles d'axes C.

(1) Mesures à la platine universelle. Les diagrammes d'orientation des axes C en figure II.8. montrent que l'orientation préférentielle est d'autant mieux définie (par rapport aux axes structuraux) et d'autant plus prononcée que la déformation est plus forte : après une certaine quantité de déformation, les axes C se disposent grossièrement le long d'une zone perpendiculaire à X ; dans cette zone, la région située sur le plan YZ et proche de Z est relativement peu peuplée. Comme le confirment les diagrammes en rose (Fig. II.10.), ces orientations préférentielles peuvent être classées dans le type II des couronnes croisées (crossed girdles), selon la revue de LISTER (1974).

Couronne est le terme que nous employons pour "girdle" (=traduction libre ; traduction littérale : ceinture), qui indique une distribution planaire (sur un grand cercle) des données directionnelles.

En section XZ, les couronnes croisées sont composées de deux plans perpendiculaires à cette section (intersection en Y), symétriquement inclinés sur le plan XY et faisant un angle élevé avec lui : leur position estimée est représentée en tirets sur la figure II.8c à e. Dans la matrice, il est souvent difficile de distinguer les petits grains détritiques ori-

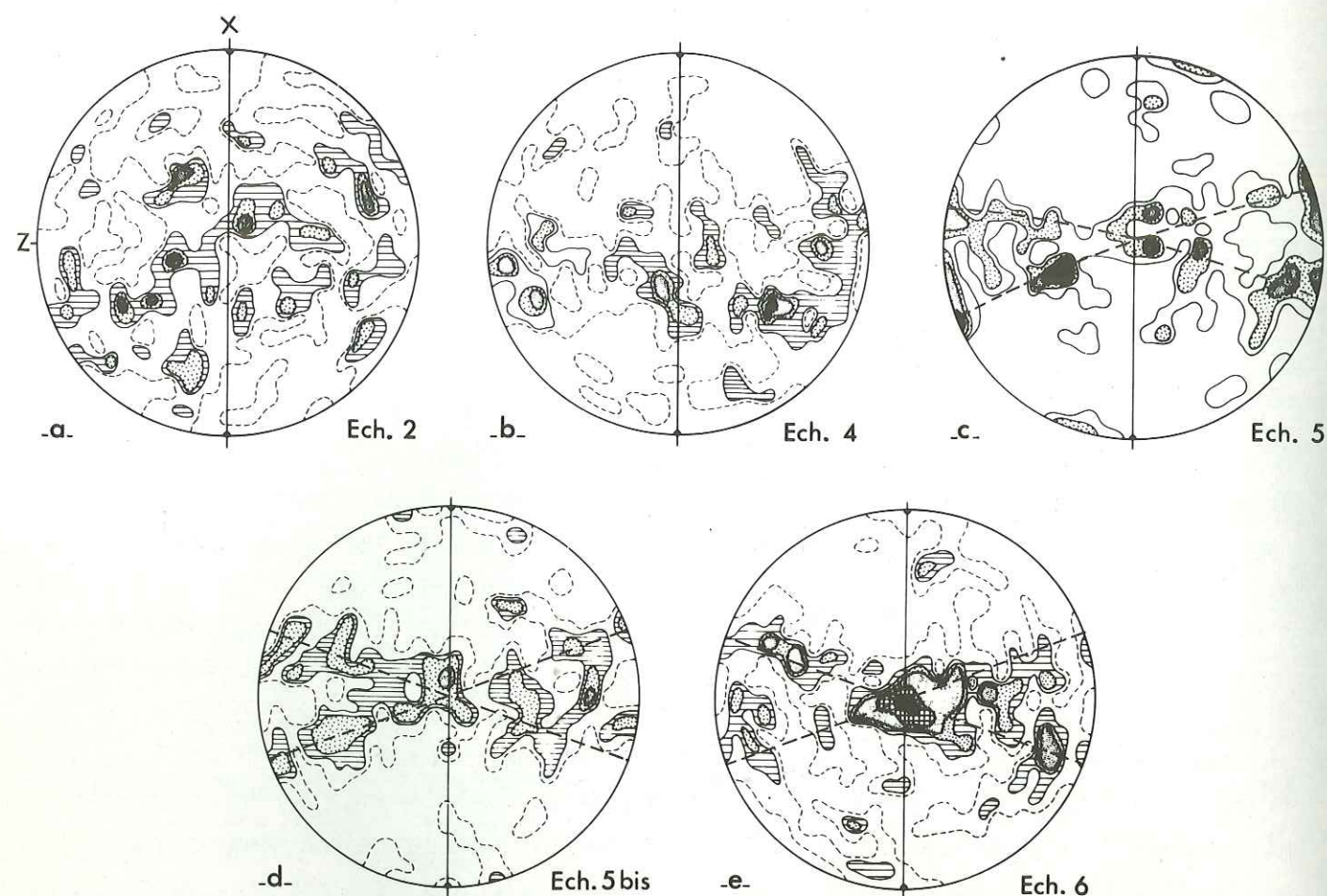


Figure II.8. : Orientation des axes C des porphyroclastes dans le gradient de déformation. La déformation croît de a à e (cf. Fig. II.6). Sections XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la figure et en N-S ; la linéation est parallèle au plan de la figure et en N-S. Projection équatoriale à aires équivalentes ; hémisphère inférieur ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère.

- a - 200 grains ; contours : 0.5, 1.0, 1.5., 2.0% et plus.
- b - 150 grains ; contours : 0.7, 1.4, 2.1, 2.8, maximum 3.5%.
- c - 100 grains ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0%.
- d - 170 grains ; contours : 0.6, 1.2, 1.8, 2.4, maximum 3.0%.
- e - 200 grains ; contours : 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, maximum 4.0%.

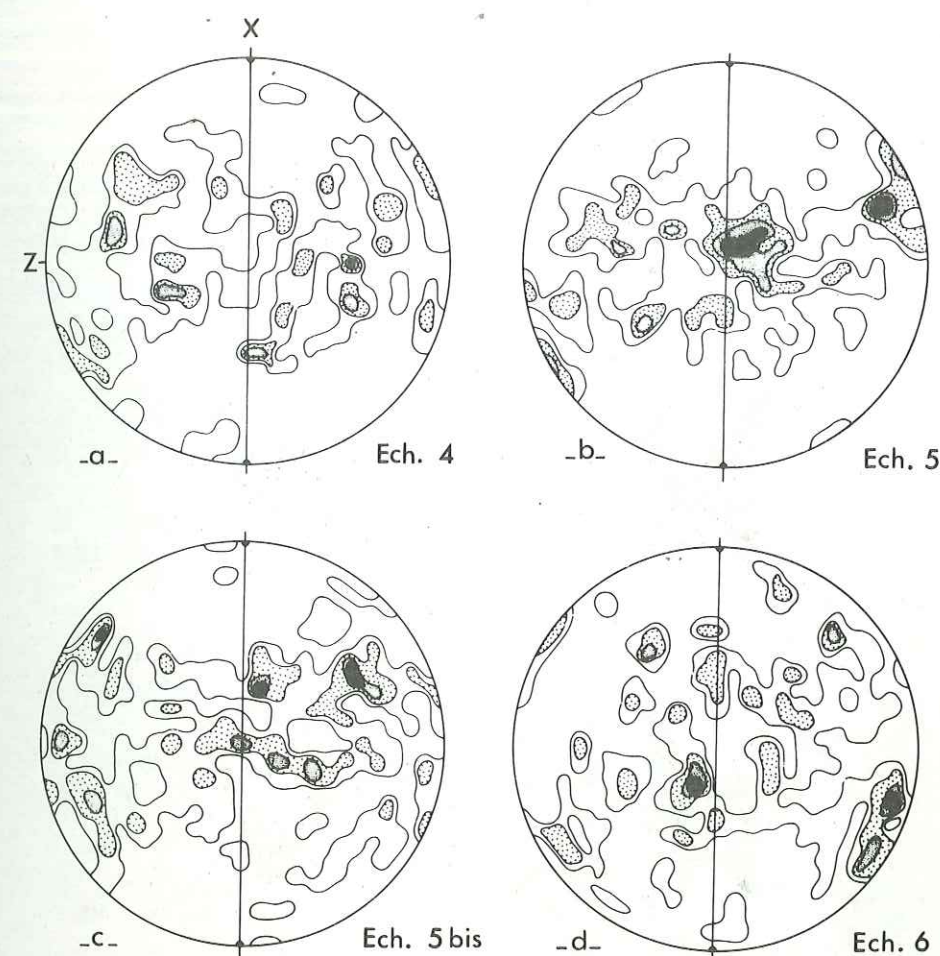


Figure II.9. : Orientation d'axe C des grains de la matrice dans le gradient de déformation.

La déformation croît de a à d (cf. Fig. II.6.). Section XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la feuille et en N-S ; la linéation est parallèle au plan de la feuille et en N-S. Projection équatoriale à aires équivalentes ; hémisphère inférieur ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère.

- a, b et c - 100 grains ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0%.
- d - 125 grains ; contours : 0.8, 1.6, 2.4, 3.2%.

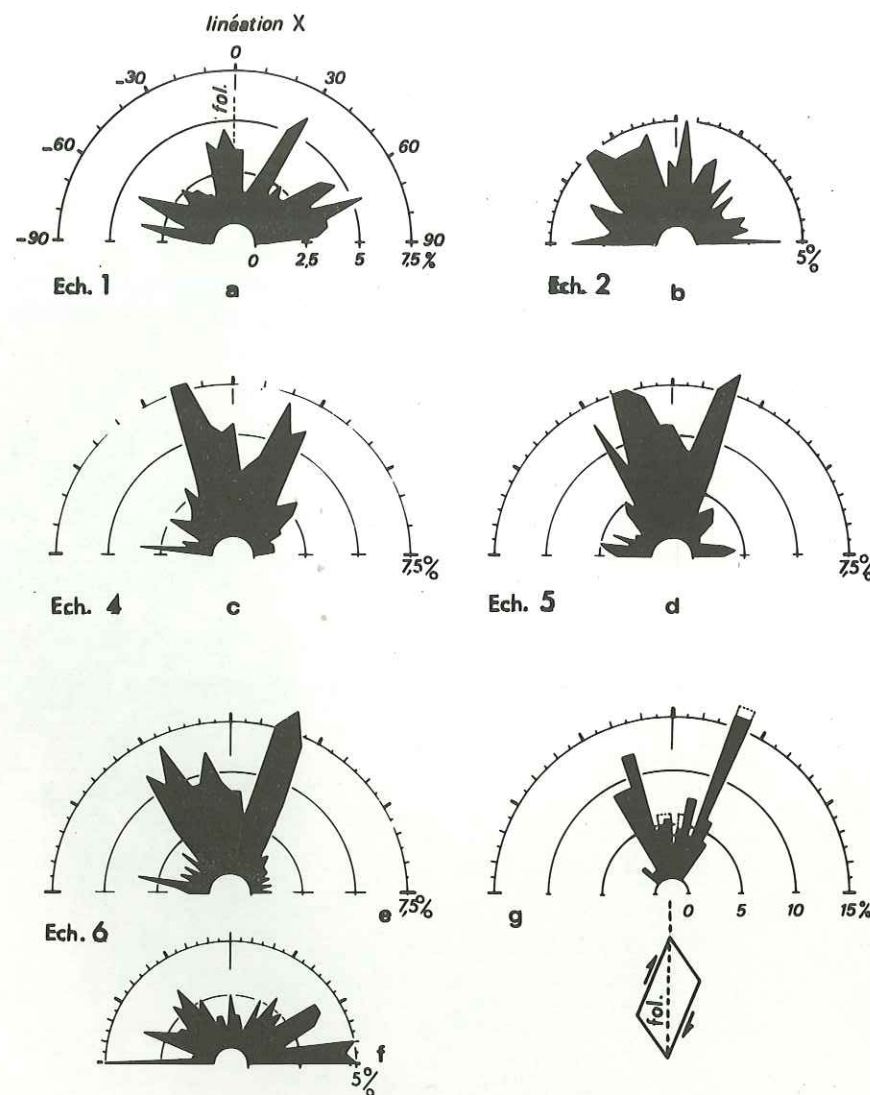


Figure II.10. : Diagrammes en rose.

a à f - distribution angulaire de la trace du plan (0001) des porphyroclastes dans le gradient de déformation ; la déformation croît de a à e (cf. Fig. II.6.) ; 200 grains par diagramme ; classes angulaires de 5°. a à e : sections XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la feuille et en N-S ; la linéation est parallèle au plan de la feuille et en N-S. f : section YZ : la foliation est parallèle au plan de la feuille ; la linéation est perpendiculaire.

g - distribution angulaire, autour de la direction moyenne d'allongement en N-S, de la direction de glissement des polygones dans la déformation plane simulée exposée au paragraphe I.1.3.1. (ETHECOPAR, 1974, p. 119). Cisaillement simple dextre ; angle de cisaillement : 55°.

ginels des nouveaux grains recristallisés ; ils ont été mesurés ensemble. Leurs orientations préférentielles d'axes C dans la déformation croissante sont représentées par les diagrammes de la figure II.9.. Ils montrent que les orientations préférentielles ne sont pas fondamentalement différentes de celles des porphyroclastes, quoique plus diffuses. Ceci est en accord avec ce que l'on peut penser de la recristallisation syntectonique : il y a création de nouveaux grains fortement désorientés par rapport aux anciens grains (diagrammes plus diffus), mais ces grains se déforment à leur tour en se réorientant (diagrammes comparables).

(2) Les diagrammes en rose. On obtient les données en mesurant, sur la platine d'un microscope polarisant ordinaire, l'orientation d'une direction remarquable dans une section choisie (cf. I.2.). Dans le cas des orientations préférentielles d'axes C en couronnes croisées, les diagrammes en rose représentant l'orientation de la trace du plan basal (0001) en section XZ (Fig. II.10.) permettent de préciser, voire de remplacer à moindre frais les diagrammes issus des mesures à la platine universelle. En effet, les diagrammes en rose permettent de mieux estimer l'angle entre les couronnes ainsi que leur importance respective. Le principal inconvénient est qu'ils ne tiennent pas compte des plans basaux d'orientation subparallèle à la section. Ces individus représentent une fraction négligeable dans la plupart des échantillons à l'exception des plus déformés dans lesquels se développe un maximum d'axes C en Y (échantillon n° 6 ; Fig. II.8e). Dans ce cas, on peut construire un diagramme en section YZ (Fig. II.10f.), mais son interprétation n'est pas facile. Les informations suivantes sont tirées de l'examen des diagrammes de la figure II.10a à e, construits sur l'échantillonnage illustrant le gradient de déformation :

- a - Au-delà d'une certaine quantité de déformation, la majorité des plans basaux se distribue selon deux maxima qui représentent les couronnes des diagrammes d'axes C.
- b - L'angle entre les deux maxima est de l'ordre de 40° à 50° ; il est d'autant mieux défini que la déformation est plus intense, mais ne varie pas sensiblement.
- c - Les deux maxima ne sont pas également peuplés, l'inégalité est d'autant plus nette que la déformation est plus intense
- d - On note la persistance de submaxima en $\pm 90^\circ$ et en 0° ; ils représentent des porphyroclastes particuliers qui seront identifiés aux paragraphes II.2.4.2. et II.2.4.3.

II.2.3. SOUS-STRUCTURE VISIBLE OPTIQUEMENT DANS LES PORPHYROCLASTES.

Une présentation générale des sous-structures optiques dans les grains d'un agrégat déformé est exposée au paragraphe I.3. On traite ci-dessous des données relatives aux lamelles de déformation et aux sous-structures en sous-grains et bandes de pliage, dans les porphyroclastes de l'échantillonnage illustrant le gradient de déformation.

D'une façon générale, l'observation de la sous-structure est facilitée par l'utilisation de lames minces finement polies sur les deux faces. Nous pensons que l'absence de certaines observations dans la littérature (par exemple : lamelles subprismatiques ou sous-grains de polygonisation) est partiellement imputable aux mauvaises conditions d'observation.

II.2.3.1. Les lamelles de déformation.

Pour une description générale et une revue des lamelles de déformation dans le quartz, le lecteur est prié de se reporter au paragraphe I.3.1.

Les lamelles de déformation sont très fréquentes dans les porphyroclastes ainsi que dans de nombreux grains de la matrice. Le nombre de grains montrant des lamelles décroît lorsque la déformation croît : 80% des porphyroclastes dans les échantillons peu à modestement déformés (n° 1 à 4) et 50% au plus dans les échantillons intensément déformés (n° 5 et 6). On distingue deux types de lamelles : (1) lamelles optiquement "lumineuses", souvent épaisses et largement espacées, parfois flexueuses ; leur orientation de réseau est sub-basale ; elles se rencontrent principalement dans les échantillons les moins déformés ; (2) lamelles optiquement peu lumineuses, fines et serrées ; leur orientation de réseau est le plus souvent subprismatique ; elles se rencontrent principalement dans les échantillons les plus déformés (grains en ruban).

Dans le repère structural XYZ, les pôles des lamelles montrent une distribution à peu près conique, d'axe X et d'ouverture angulaire 45° environ (petit cercle centré sur X), et ceci pour tout l'éventail des déformations (Fig. II.11a, c et d) ; la distribution sur les petits cercles n'est cependant pas homogène (X n'est pas axe de symétrie). Ce type de distribution des pôles de plans de lamelles autour de la linéation est bien connu et se retrouve dans les travaux d'analyse dite "dynamique" des roches à quartz déformées naturellement (INGERSON and TUTTLE, 1945 ; HANSEN and BORG, 1962 ; CARTER and FRIEDMAN, 1965 ; CARTER and RALEIGH, 1969). Les bases d'une telle analyse sont d'autant plus mal connues que le processus de formation ainsi que l'interprétation des lamelles sont encore l'objet de controverses (cf. I.3.1.). CARTER et RALEIGH proposent la méthode "des flèches" pour déterminer l'orientation et les valeurs relatives des contraintes principales : cette méthode stipule que si l'on construit sur un canevas (Schmidt ou Wulff) les portions de grands cercles passant par l'axe C (queue de la flèche) et par le pôle des lamelles correspondantes (pointe de la flèche), les flèches convergent vers σ_3 pour $\sigma_3 < \sigma_2 = \sigma_1$, vers σ_3 et σ_2 pour $\sigma_3 = \sigma_2 < \sigma_1$, ou ont une direction passant par σ_1 et σ_3 pour $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$ (cas tri-axial vrai) ; dans ce dernier cas les pôles des lamelles sont situées plus près de σ_3 que les axes C.

Pour comparaison, la figure II.11h, montre un tel diagramme construit exclusivement sur les lamelles subbasales de l'échantillon n° 5bis (déformation intense) : les flèches sont essentiellement convergentes vers la linéation, ce qui indiquerait que σ_3 est proche de X et que $\sigma_3 \approx \sigma_2 < \sigma_1$. Ceci est en accord avec l'estimation de la déformation finie qui indique que, relativement à X, Y et Z sont du même ordre de grandeur ($X \gg Y \approx Z$). Dans le repère cristallographique, les histogrammes de la figure II.11b. et e indiquent que, quelle que soit l'intensité de la déformation, 50% des lamelles sont d'orientation sub-basale. Comparés à la classification de AVE LALLEMANT et CARTER (1971), ces histogrammes se placent assez bien dans le type "subbasal I" (température modérée, pression faible) ;

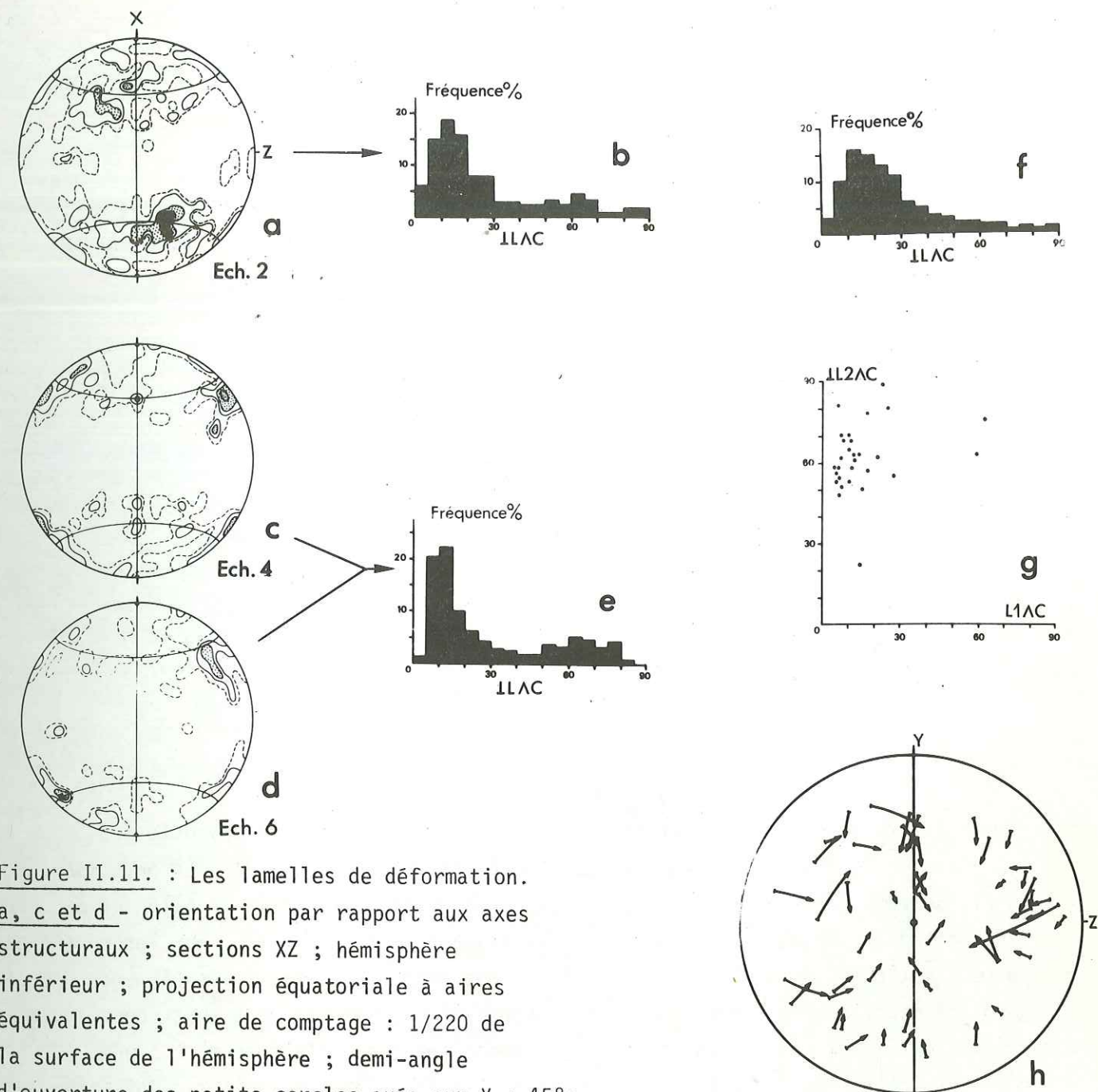


Figure II.11. : Les lamelles de déformation.

a, c et d - orientation par rapport aux axes structuraux ; sections XZ ; hémisphère inférieure ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage : 1/220 de la surface de l'hémisphère ; demi-angle d'ouverture des petits cercles axés sur X : 45° ;

La déformation croît de a à d (cf. Fig. II.6.) ;

a - Ech. n° 2 ; 168 mesures ; contours : 0.6, 1.2, 2.4, 3.6, maximum 4.8%. c - Ech. n° 4 ; 82 mesures ; contours : 1.2, 2.4, 3.6, maximum 4.8%. d - Ech. n° 6 ; 66 mesures ; contours : 1.5, 3.0, 4.5, maximum 6.0%. b, e et f - Orientation par rapport à l'axe C du quartz ; histogramme de la distribution angulaire entre le pôle des lamelles et l'axe C du grain correspondant ; b - Echantillon n° 2 (déformation modérée) ; 168 familles de lamelles dans 152 grains ; e - Plusieurs échantillons intensément déformés ; 200 familles de lamelles dans 177 grains. f - Pour comparaison ; histogramme de CARTER et FRIEDMAN (1965) construit sur 3835 familles de lamelles "naturelles". g - Deux familles de lamelles dans un grain : la distribution angulaire des pôles de la famille mineure, essentiellement subprismatique, par rapport à l'axe C du grain ($\perp L2 \wedge C$) est représentée en fonction de l'angle ($\perp L1 \wedge C$) de la famille prédominante L1, essentiellement subbasale. h - Diagramme de "flèches" selon CARTER et RALEIGH (1969) construit avec les lamelles subbasales de l'échantillon 5bis ; section YZ ; flèche = portion de grand cercle d'origine l'axe C et d'extrémité le pôle des lamelles correspondantes.

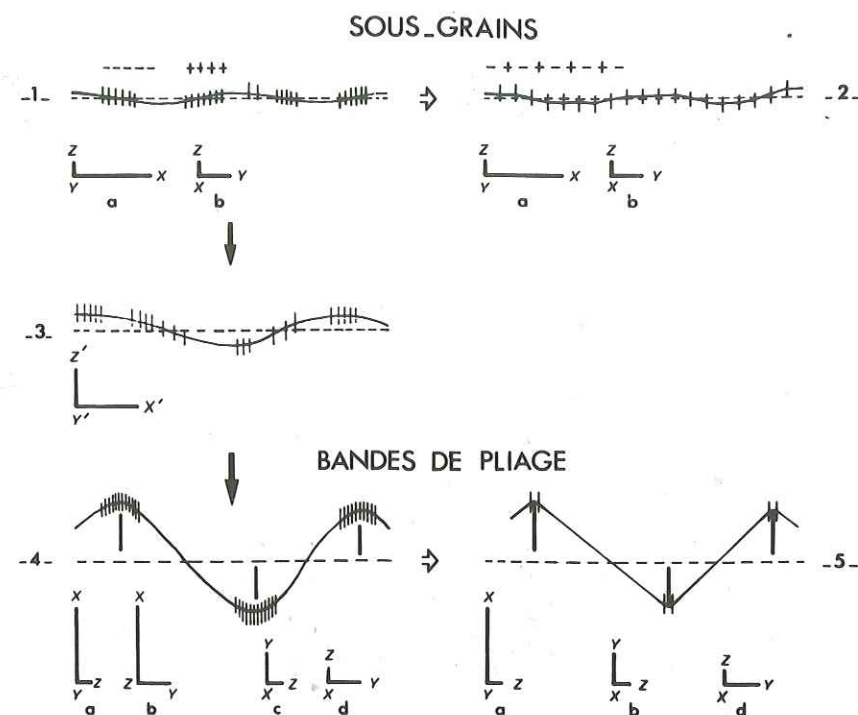


Figure II.12. : Schéma des sous-structures observées dans les porphyroclastes.

Les plans de la sous-structure sont considérés comme des parois de flexion, conséquence du glissement sur le plan moyen en tiretés, perpendiculaire à la feuille et de direction E-W. Cette hypothèse, bien fondée pour les pliages, est discutable pour les sous-grains de polygonisation (cf. I.3.2.). Les orientations relatives des éléments géométriques de glissement (plan et direction) par rapport aux axes structuraux sont données par les repères XYZ. On a mis l'accent sur (1) la désorientation totale de même signe, (2) "l'épaisseur des plans" de la sous-structure, et (3) la fréquence des points d'inflexion à la même échelle d'observation.

Sous-structure en sous-grains : 1- extinction ondulée typique (faible désorientation, sous-joints peu visibles) ; 2 - issu de 1- par polygonisation accentuée (faible désorientation ; sous-joints visibles et plus régulièrement espacés) ; 2a est typique des porphyroclastes tabulaires. 3 - extinction ondulée dans les porphyroclastes communs (désorientation faible mais souvent mesurable : quelques degrés) ; X' Y' Z' sont proches respectivement de X, Y et Z.

Sous-structure en bandes de pliage : 4 - extinction ondulée avec fortes désorientations (10° et plus) ; plans de pliage épais mais d'orientation mesurable (malgré une certaine imprécision) ; 4a et, dans une moindre mesure, 4b sont typiques des porphyroclastes globuleux ; 4c se rencontre dans quelques grains allongés et/ou en rubans ; 4d se rencontre dans quelques porphyroclastes tabulaires. 5- bandes de pliage typiques ; 5b est typique des grains en rubans.

d'autre part, ils sont comparables à l'histogramme de CARTER et FRIEDMAN (1965), somme de nombreuses données tirées de la littérature (Fig. II.11f), à l'exception d'un submaximum entre 60° et 70°-80° que ce dernier ne montre pas*. Il arrive d'observer deux familles de lamelles dans le même grain (Fig. II.11g.) : c'est le cas dans 9% des grains contenant des lamelles pour les échantillons les moins déformés et dans 12% des grains pour les échantillons les plus déformés. La famille "principale" L1, celle dont les lamelles sont réparties dans tout le grain et sont plus faciles à observer, est du type subbasal ; l'autre famille L2, celle dont les lamelles sont fines, ténues et serrées, contribue au submaximum entre 60° et 80° de nos histogrammes (Fig. II.11b et e).

II.2.3.2. Les sous-grains de polygonisation et les pliages.

La distinction entre sous-grains de polygonisation et pliages est argumentée au paragraphe I.3.2. On en reprend ci-dessous les principaux éléments dans le cadre de l'étude de l'échantillonnage illustrant le gradient de déformation. La figure II.12. résume les observations et indique, en complément, l'orientation des plans de la sous-structure par rapport aux axes structuraux pour les différentes catégories de porphyroclastes qui seront définies au paragraphe II.2.4.

La structure en sous-grains est responsable de l'extinction ondulée classique dans le quartz (Fig. II. 15C et D). Dans une zone d'extinction ondulée, il est parfois possible de mesurer, à l'aide de la platine universelle, l'orientation d'un certain nombre de sous-joints serrés ; la désorientation d'axe C des sous-grains situés de part et d'autre de ces sous-joints est faible et souvent non mesurable. L'angle maximum de la désorientation d'axe C dans un grain montrant une structure en sous-grains de polygonisation est de l'ordre de quelques degrés. Ceci contraste avec la structure en pliage, responsable des bandes de déformation (Fig. II.7.F). Les bandes, relativement larges et peu nombreuses dans un grain, sont séparées par des plans de pliage bien définis de part et d'autre desquels la désorientation d'axe C est importante (de l'ordre de 10° et plus). Cependant, et ceci atténue la rigueur de la description précédente, le "plan" séparant deux bandes fortement désorientées est souvent une zone ondulée quoique étroite (extinction ondulée de pliage ; "banded undulatory extinction" de WHITE, 1973a ; Fig. II.15A) ; ou encore, un plan de pliage peut passer progressivement à une zone ondulée dont la désorientation totale reste élevée et typique de la structure en pliage (Fig. II.15B.).

* On remarquera que les lamelles subprismatiques peuplant ce submaximum sont parfois difficiles à mettre en évidence (cf. remarque en tête de II.2.3.) ; leurs observation est parfois facilitée en décroisant légèrement les polariseurs.

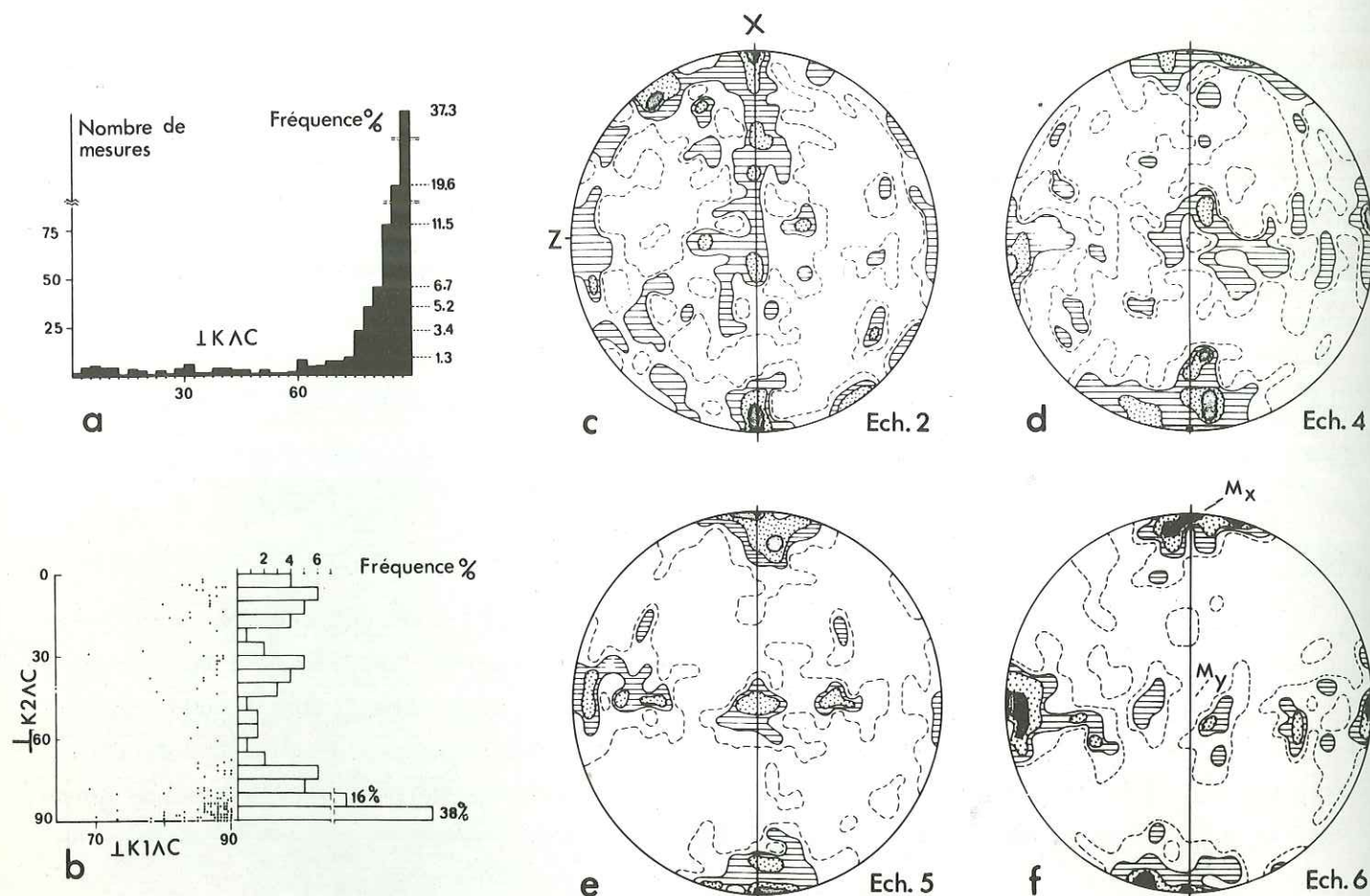


Figure II.13. : Orientations des plans de la sous-structure (sous-joints de polygonisation et plans de pliages).

a et b - orientation par rapport à l'axe C du quartz. a : histogramme de la distribution de l'angle entre le pôle des plans de la sous-structure (IK) et l'axe C du grain correspondant ; classes de 2.5° ; 668 mesures portant sur 478 porphyroclastes (mesures : 177 dans l'échantillon n° 2, 186 dans éch. 4, 180 dans éch. 5, 125 dans éch. 6) ; certains grains contiennent 2, et exceptionnellement 3, familles de plans : ceci explique le nombre de mesures supérieur au nombre de grains. b : deux familles de plans dans le même grain ; la distribution angulaire des pôles de la famille mineure avec l'axe C ($IK2 \wedge C$) est représentée en fonction de l'angle ($IK1 \wedge C$) de la famille prédominante. L'histogramme indique la fréquence de la distribution angulaire de K2 ; classes de 5° ; 137 mesures portant sur 129 porphyroclastes (mesures : 27 dans l'échantillon n° 2, 48 dans éch. 4, 40 dans éch. 5, 22 dans éch. 6).

c à f - orientation dans le repère structural ; sections XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage = $1/220$ de la surface de l'hémisphère ; la déformation croît de c à f (Fig. II.6.) . c et d : respectivement, échantillons n° 2 et 4 ; 200 mesures ; contours : 0.5, 1.0, 2.0 et 3.0%. e et f : respectivement, échantillons 5 et 6 ; 125 mesures ; contours : 0.8, 1.5, 2.3 et 3.8%. Les maxima MX et MZ sont exclusivement peuplés, respectivement par les pôles des sous-joints de polygonisation et les pôles des plans de pliage.

(1) Orientation des plans de la sous-structure par rapport à l'axe C du quartz.

La figure II.13a montre que les plans de la sous-structure (sous-joints de polygonisation et plans de pliage) sont en grande majorité prismatiques, c'est-à-dire, perpendiculaires au plan de base du quartz. Malheureusement, il est impossible optiquement de préciser leur orientation cristallographique autour de C. Un même grain peut présenter deux, et exceptionnellement trois familles de plans constituant la sous-structure : la famille principale est toujours prismatique (ou très voisine), la seconde famille est le plus souvent prismatique mais présente accessoirement d'autres orientations (Fig. II.13b).

(2) Orientation des plans de la sous-structure dans le référentiel structural.

La figure II.13c à f montre que l'orientation préférentielle des plans de la sous-structure (sous-joints de polygonisation et plans de pliage) dans le repère XYZ est d'autant plus prononcée que la déformation est intense. Les diagrammes sont grossièrement symétriques par rapport au plan de foliation (XY) ; ils sont composés d'un maximum proche de X (MX) et d'une couronne perpendiculaire à X. La couronne est elle-même composée de deux submaxima : MZ, le plus prononcé, autour de l'axe Z, et MY autour de Y. MX est exclusivement peuplé par les pôles des sous-joints de polygonisation (sous-structure en sous-grains), et MZ par les pôles des plans de pliage ; le submaximum MY est constitué par les pôles des plans appartenant aux deux types de sous-structure, avec une certaine prédominance des sous-joints de polygonisation.

II.2.4. LES DIFFERENTS TYPES DE PORPHYROCLASTES.

Comme le montrent les distributions linéaires de X/Z et X/Y, en figure II.5, les rapports des axes des ellipsoïdes de forme sont comparables entre eux pour la majorité des porphyroclastes. Mais certains grains montrent des formes s'écartant notablement de la moyenne ; à partir des écarts de forme X/Z, on a analysé leur contribution aux orientations préférentielles d'axes C. L'étude d'un échantillon modérément déformé (Fig. II.14a), et d'un échantillon intensément déformé (Fig. II.14b), conduit aux conclusions suivantes : (1) les grains les moins allongés dans les échantillons modérément déformés présentent des orientations d'axe C aléatoires et proches de celles du grès initial dont ils dérivent ; dans les échantillons les plus déformés, ces grains montrent des orientations d'axe C bien définies ; (2) les grains les plus allongés dans les échantillons les plus déformés montrent aussi des orientations particulières d'axe C, s'écartant de celles que présentent les grains d'allongement moyen. Ceci justifie une étude plus détaillée des orientations préférentielles d'axe C et des sous-structures des grains en fonction de leur morphologie.

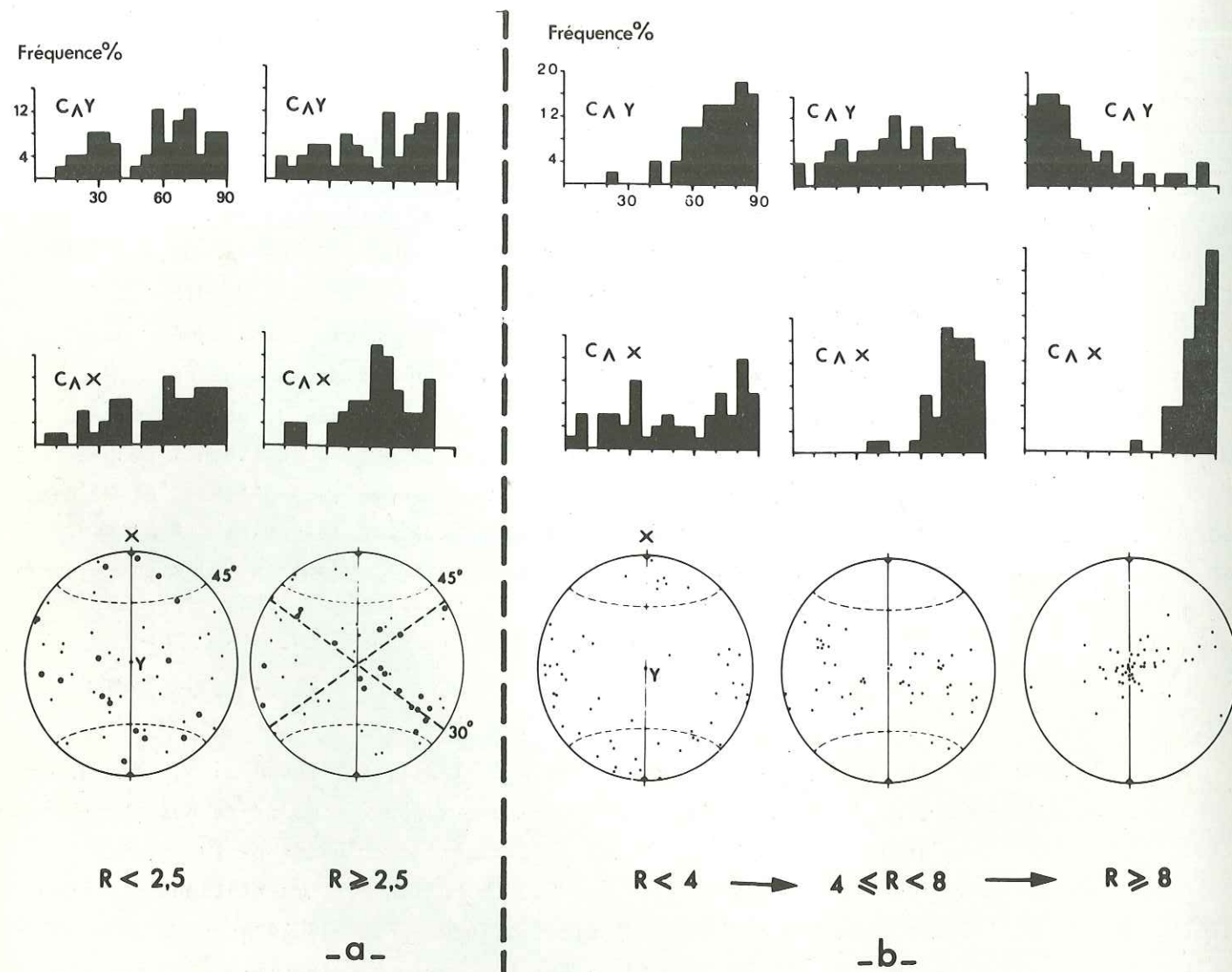


Figure II.14. : Orientation d'axe C en fonction de l'allongement des grains. Diagrammes d'orientation et histogrammes montrant l'angle que fait l'axe C avec Y (CAY) et Z (CAZ), pour les porphyroclastes d'un échantillon peu déformé (a : éch. n° 2) et intensément déformé (b : éch. n° 6). Les grains sont classés en fonction du rapport $R (= X/Z)$, des axes de forme en section XZ

a - $R < 2.5$ (49 mesures) ; dans le diagramme correspondant, les gros points représentent les grains : $R \leq 1.7$ (16 mesures) ; $R \geq 2.5$ (51 mesures) ; les gros points représentent les grains : $R \geq 3.5$ (18 mesures). L'allongement moyen dans l'échantillon est : $\bar{R} = 2.6$.
b - $R < 4.0$ (53 mesures) ; $4.0 \leq R < 8.0$ (50 mesures) ; $R \geq 8.0$ (50 mesures) ; $\bar{R} = 6.2$.

II.2.4.1. Les porphyroclastes communs.

Ils constituent la majorité des grains (Fig. II.7.) : les rapports de leurs axes de forme sont proches de la moyenne. Ces grains peuplent les couronnes des diagrammes de la figure II.8., ou les maxima des diagrammes en rose (Fig. II.10.). Ils montrent des lamelles pour la plupart. Leur sous-structure est du type sous-grains ou/et pliages (mais ces derniers sont rarement typiques) ; elle dépend de l'orientation d'axe C du grain.

II.2.4.2. Les porphyroclastes globuleux (Fig. II.15A et B).

Ils représentent environ 5% des porphyroclastes. Ces grains montrent une forme subéquante typique : l'allongement selon X ne dépasse guère 2 : 1, quelle que soit la section d'observation, et ceci quelle que soit l'intensité de la déformation. Leur axe C est toujours proche de X, c'est-à-dire, leur plan basal (0001) est subperpendiculaire à X (Fig. II.17a (I)). Sur les diagrammes en rose en section XZ (Fig. II.10a et e), ils peuplent les sub-maxima secondaires mais remarquables, inclinés de $\pm 70^\circ$ à 90° sur le plan XY. Ces grains montrent très souvent des lamelles de déformation épaisses, lumineuses et espacées d'orientation toujours subbasale ; elles accompagnent la flexion de réseau du grain (Fig. II.15A) et sont souvent plus lumineuses dans les domaines de courbure maximum. La sous-structure des grains globuleux est typiquement de pliage (Fig. II.12.) ; les plans de pliage étant le plus souvent subparallèles au plan de foliation XY, et parfois proches du plan XZ (observation en section XY ; Fig. II.15A). Les pôles de ces plans peuplent en partie le maximum MZ, et dans une moindre mesure MY, des diagrammes de la figure II.13.

Remarque : La désorientation totale d'axe C dans une zone de pliage peut atteindre et parfois dépasser 50° (Fig. II.16). On remarque que les domaines du grain les plus déformés, à la périphérie et plus particulièrement aux extrémités, montrent dans le référentiel XYZ, des orientations d'axe C tendant vers "la normale" (Fig. II.16a), c'est-à-dire, vers les couronnes croisées peuplées par les axes C des porphyroclastes communs. Quelques porphyroclastes globuleux ont donné des formes en "cornues" (ETCHECOPAR, 1974, p. 102) à la suite d'une rotation du réseau qui atteint presque 90° (Fig. II.16b).

II.2.4.3. Les porphyroclastes tabulaires (Fig. II.15C et D).

Ils représentent aussi environ 5% des porphyroclastes. En section XZ, leur forme est tabulaire subéquante (Fig. II.15C) à allongée (Fig. II.15D). Ces grains, en général moins aplatis que la moyenne (Z plus grand), présentent un rapport "d'allongement" (X/Z) inférieur à la moyenne. Leur plan basal contient la direction X (linéation) et ne s'écarte guère plus

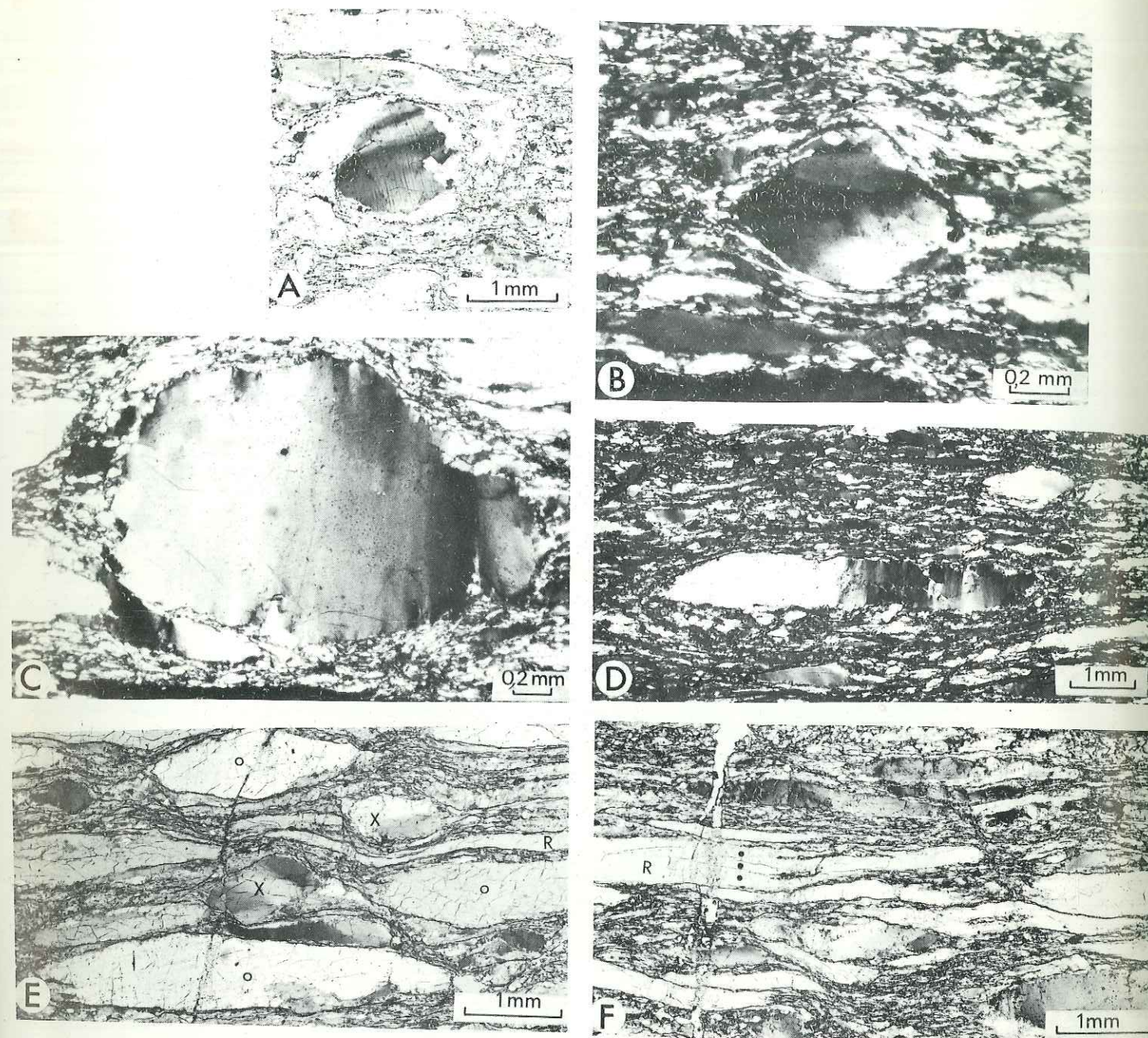


Figure II.15. : Les porphyroclastes particuliers.

A - Section XY (le plan de foliation est parallèle à la figure ; la linéation est E-W)
B - à F - sections XZ (le plan de foliation est perpendiculaire à la figure et E-W ; la linéation est E-W).

A et B - Grains globuleux. A : pliage "onduleux" ; le plan de pliage est subperpendiculaire à Y ; lamelles subbasales typiques (éch. n° 4). B : plan de pliage perpendiculaire à Z ; le pliage, nettement défini à gauche, passe progressivement à droite à une zone onduleuse (éch. n°5).

C et D - Grains tabulaires montrant une sous-structure typique en sous-grains.

C : grain tabulaire trappu (éch. n° 6). D : grain tabulaire allongé (éch. n° 5).

E et F - Grains en ruban (éch. n° 6). Les figures en N-S sont des microfractures tardives liées au processus de déformation, et de plan subperpendiculaire à X. E : le ruban (R) moule deux grains globuleux (x) ; (O = porphyroclastes communs). F : le ruban (R) se divise en bandes parallèles (•) séparées par des plans de pliage bien définis et prismatiques.

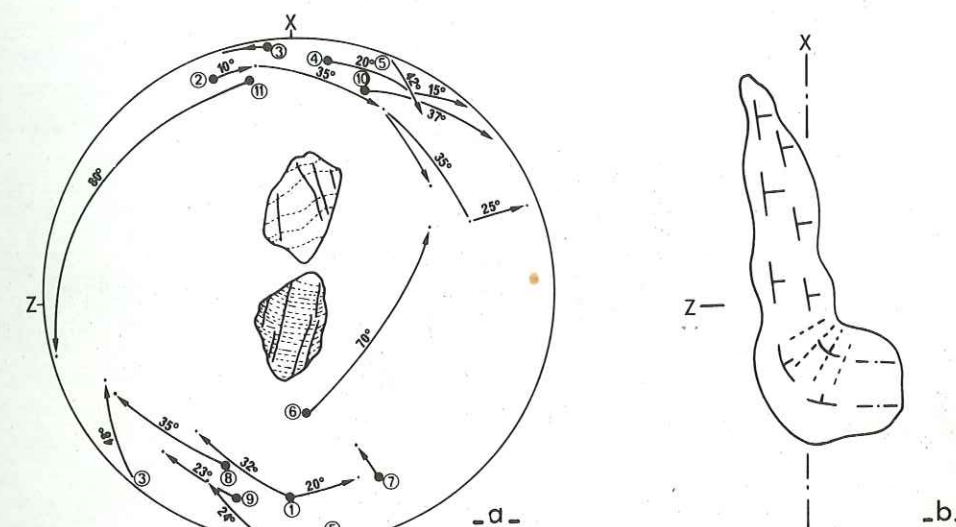


Figure II.16 : Désorientation totale d'axe C dans les grains globuleux. Sections XZ.
a - Porphyroclastes globuleux 1 à 11 (1 à 5 : Ech. n° 5 ; 6 à 8 : Ech. n° 6 ; 9 à 11 : Ech. n° 5 bis) ; (•) : position de l'axe C au coeur du grain ; (→) : position de l'axe C présentant la désorientation maximum par rapport au coeur (périphérie du grain) ; la flèche indique approximativement le chemin de l'axe C. Au centre du diagramme : grains globuleux typiques montrant des zones de pliage à désorientation importante d'axe C.
b - Grain en "cornue" : les signes de pendage soulignent l'orientation du plan basal. Le plan basal passe en continuité d'une orientation subperpendiculaire à X (globuleux) à une orientation subparallèle à XY (commun). La rotation du réseau s'effectue dans une zone très étroite (pointillé), souvent recristallisée.

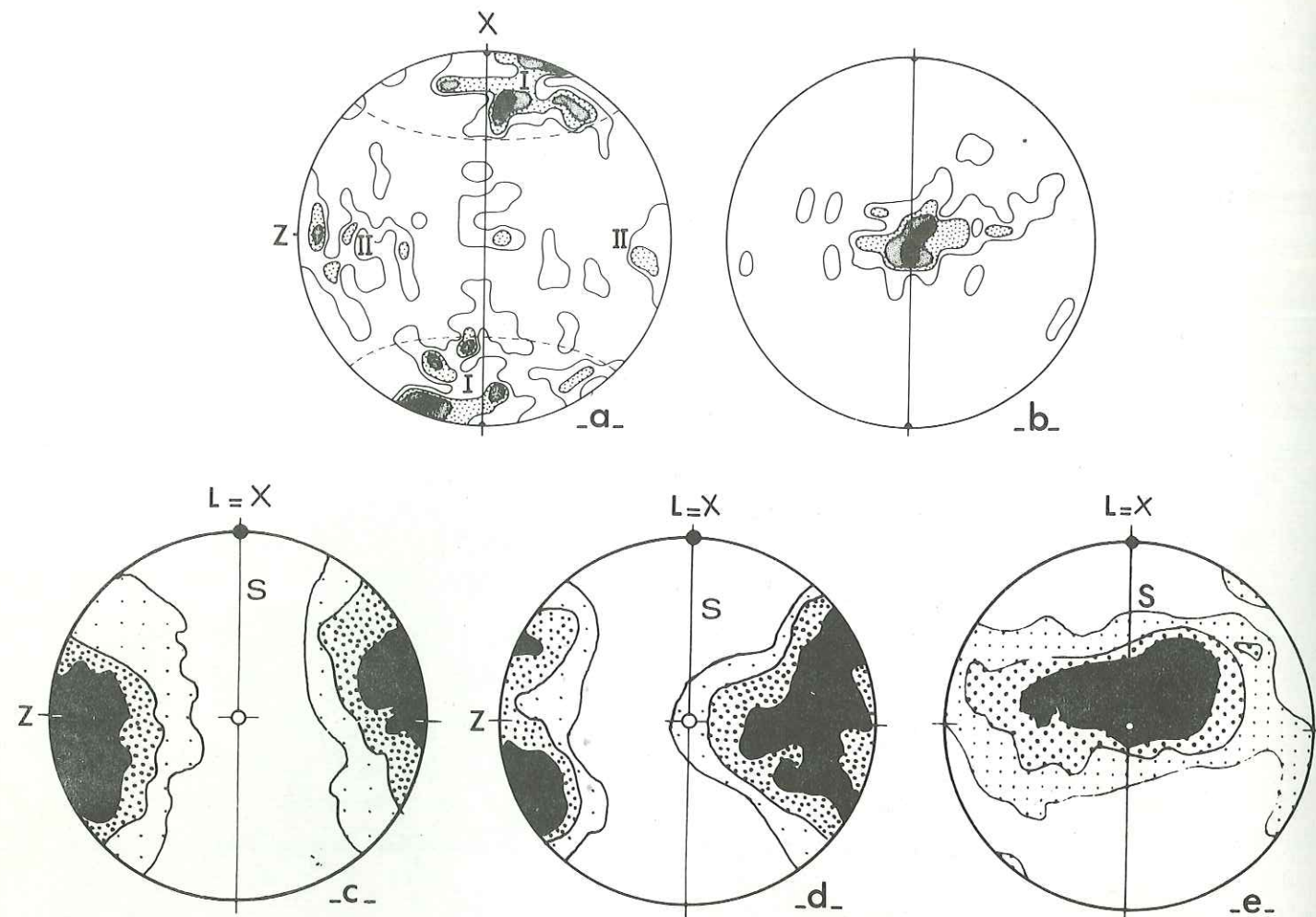


Figure II.17. : Orientation d'axe C des porphyroclastes particuliers. Sections XZ ; le plan de foliation est perpendiculaire à la figure et en N-S ; la linéation est en N-S. Projections équatoriales à aires équivalentes.

a et b : échantillons d'Angers (ce travail) où K est voisin de 1 (déformation plane faiblement constrictive).

c, d et e : échantillons du complexe de nappes d'Ormiston (MARJORIBANKS, 1976), où K est voisin de 0.30, dans le domaine de l'aplatissement.

a - Porphyroclastes globuleux (I) et tabulaires (II). Diagramme construit avec les grains dont le rapport d'allongement (X/Z) ne dépasse pas 2 : 1. 105 mesures ; (26 dans éch. n° 2 ; 17 dans éch. n° 4 ; 22 dans éch. n° 5 ; 40 dans éch. n° 6). Contours : 1.0, 2.0, 3.0, max. 4.0%. (I) : domaine des porphyroclastes globuleux approximativement limité par les petits cercles d'ouverture 45° ; (II) : domaine des porphyroclastes tabulaires essentiellement localisé autour de l'axe Z. Dans le diagramme, la surface complémentaire à (I) + (II) est le domaine des porphyroclastes communs = couronnes croisées (Fig. II.8.).

b - Grains en ruban ; 50 grains dont l'allongement X/Z dépasse 8 : 1 (cf. Fig. II.14.b). Ech. n° 6. Contours : 2.0, 4.0, 6.0, 8.0% et plus. c - Grains peu déformés (éch. MARJORIBANKS n° 20) ; les axes C se groupent autour de Z : comparer avec le diagramme en a - (II). On note l'absence, dans le domaine de l'aplatissement, de grains globuleux. d - Grains très déformés (éch. MARJORIBANKS n° 20) ; les axes C forment un angle à peu près constant avec Z (petits cercles). Ce type de diagramme, en petits cercles autour de Z semble caractéristique de l'aplatissement (Fig. IV.6). e - "Grains anormalement allongés" (éch. MARJORIBANKS n° 15) ; les axes C se groupent autour de Y : comparer avec les grains en ruban en b-.

de 30° du plan de foliation XY (Fig. II.17a (II)). Sur les diagrammes en rose en section XZ (Fig. II.10), ils peuplent le submaximum parallèle au plan XY et situé entre les deux principaux maxima. Ces grains ne montrent pas de lamelles de déformation et présentent une sous-structure typique en sous-grains de polygonisation (Fig. II.12.), les sous-joints étant subperpendiculaires à la direction X (MX maximum en Fig. II.13.). En section YZ, certains porphyroclastes tabulaires, allongés dans la direction Z, montrent des plans de pliage perpendiculaires à Y (Fig. II.12.4d). Enfin, quelques rares porphyroclastes tabulaires ont montré, en section XZ, la quasi-totalité des cas observés de sous-joints basaux à subbasaux qui ont toujours une extension limitée dans le grain.

II.2.4.4. Les porphyroclastes en ruban (Fig. II.15E et F).

Ces grains n'apparaissent que dans les échantillons les plus déformés où ils peuvent représenter jusqu'à 20% des porphyroclastes. La proportion de ces grains s'accroît en même temps que croissent la déformation et le rapport matrice/porphyroclastes. Les grains en ruban montrent des rapports "d'allongement" X/Z nettement supérieurs à la moyenne, en partie liés à des aplatissements Y/Z plus importants ; ils moulent souvent les autres porphyroclastes, plus particulièrement les grains globuleux (Fig. II.15E). L'axe C de ces grains est proche de la direction Y, leur plan basal étant en zone autour de X et subperpendiculaire au plan de foliation XY (Fig. II.17b). Les rubans présentent souvent, parallèlement à leur allongement, des lanières étroites et nettement définies, et séparées entre elles par des plans de pliage prismatiques (Fig. II.15F). Dans certains cas, ces bandes évoluent en nouveaux grains allongés et indépendants (Fig. II.7F) ; ce processus peut expliquer l'allongement exceptionnellement élevé de certains rubans. Les lamelles de déformation, quand on les observe, sont ténues, fines, serrées et subprismatiques.

II.2.4.5. Etude préliminaire comparée en microscopie électronique.

Il s'agit d'un travail en cours effectué en collaboration avec J.C. DOUKHAN, de l'Université de Lille, au Laboratoire de Structure et Propriété de l'Etat Solide. Les observations en microscopie électronique ainsi que leur dépouillement sont effectuées par J.C. DOUKHAN qui n'est pas engagé dans les tentatives d'interprétation que nous avançons. D'autre part, dans les paragraphes qui suivent, aucune référence ne sera faite à cette étude. La dernière ligne du Tableau II.18. donne les éléments qui ressortent de l'analyse préliminaire de 4 échantillons (T.E.M. 1.1, 1.3., 1.4. et 2.7.). On les analyse ci-dessous (comparer avec le § II.3.1.) :

- (1) Grain banal (= porphyroclaste commun) : la description sommaire ne contredit pas un glissement de plan basal prédominant ; la restauration semble active : la densité des dislocations ainsi que celle des sous-joints sont relativement faibles.
- (2) Grain globuleux : les sous-joints prismatiques serrés et nombreux sont ceux que l'on observe optiquement dans les bandes de pliage typiques. La densité de dislocation élevée est

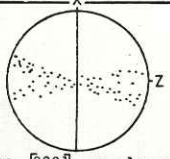
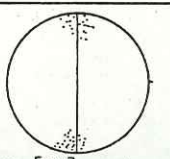
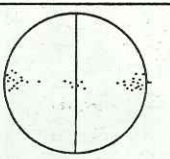
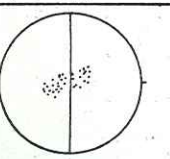
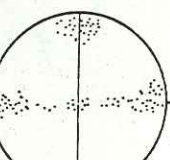
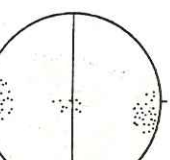
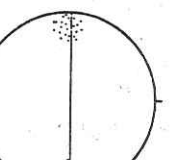
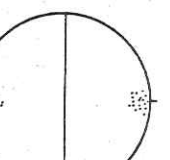
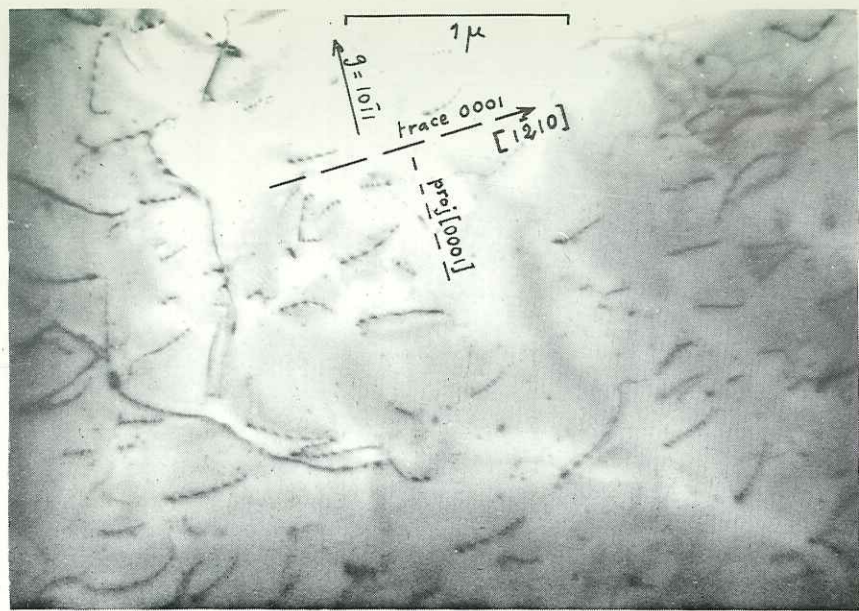
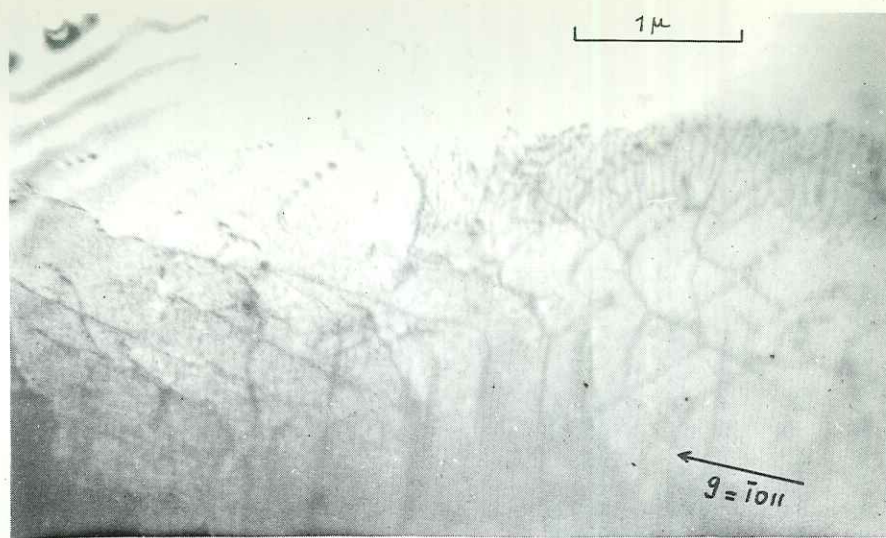
TYPE de porphyroclaste % des porphyroclastes	GRAIN BANAL (1) (90 à 70%)	GRAIN GLOBULEUX (2) (5%)	GRAIN TABULAIRE (3) (5%)	GRAIN EN RUBAN (4) (0 à 20%)	MATRICE (5) (25 à 75% de la roche)
Orientation de l'axe $[000]$ / référentiel structural XYZ XY = foliation X = linéation La direction X est proche de la direction de l'écoulement plastique.					Orientation de $[000]$ moins prononcée que dans les grains mais non originale. (cf. II.2.2.2.).
FORME DES GRAINS	Ellipsoïdale. Rapport des axes dans les niveaux les plus déformés : 6 : 2 : 1	Subsphérique à faiblement allongée	Trapus. Moins allongés que les grains banaux.	Très allongés et aplatis $X/Z \geq 8 : 1$	Grains ≤ 0.1 mm, souvent allongés, parfois en mosaïque. Dans les échantillons les plus déformés, les grains sont le plus souvent de taille $\leq 25 \mu$ (épaisseur lame-mince).
SOUS-STRUCTURE OPTIQUE	Se rapproche du type tabulaire (sous-grains) ou globuleux bandes de pliage), sans être jamais aussi caractéristique que dans ces deux types.	Plans de pliages typiques ; prismatiques, peu nombreux, peu serrés ; forte désorienta- tion de réseau de part et d'autre ($> 10^\circ$). Zone de pli- age souvent progressive quoi- que étroite	Sous-joints typiques ; pris- matiques ; nombreux, serrés ; faible désorientation de réseau (qq°). Observation de quelques rares sous-joints basaux.	Plans de pliage prismatiques subparallèles à XY, très aigus avec forte désorientation ; peuvent évoluer en joints.	
ORIENTATION DES PLANS DE LA SOUS-STRUCTURE / REFERENTIEL STRUCTURAL XYZ					
ANALYSE PRELIMINAIRE EN MICROSCOPIE ELECTRONIQUE (4 échantillons étudiés par J.C. DOUKHAN) ρ = densité de dislocation en cm^{-2}	Pas de glissement primatique a ou c ; toutes les dislocations sont dans le plan de base (0001). Nombre de dislocations longues et rectilignes. Densité de sous- joints relativement faible $\rho \approx 10^8$ (voir Fig. II.19.A)	Nombreux sous-joints subparal- lèles à $[000]$ serrés, d'espac- ement variable pouvant descen- dre jusqu'à $0,2 \mu$ $\rho > 10^9$ Un autre échantillon se révèle "polycristallin" (désorienta- tion d'axe $[0001]$ pouvant aller jusqu'à 90° ; cf. Fig. II.19.C et II.16). ρ très variable ; paysages de basse et haute température suivant les lieux. Lorsque $[0001]$ est subparallèle à X (Fig. II.19.B), on observe une déformation faible à direction de glissement $[0001]$ (cf. II.3.1.3.)	Dislocation c glissées dans un plan de 2ème espèce ?	Joints serrés ($10\bar{1}0$) montrant (a_1, a_2, a_3) dissociées ; $a_1 // c$; Vecteur de Burgers = $1/3 [1\bar{2}10]$ $\rho \approx 10^9$	Beaux joints dans polycristaux grains $\approx 2 \mu$ Peu de directions de disloca- tions privilégiées sauf dans les grains de ρ plus élevé ρ faible et variable (voir Fig. II.19.D)

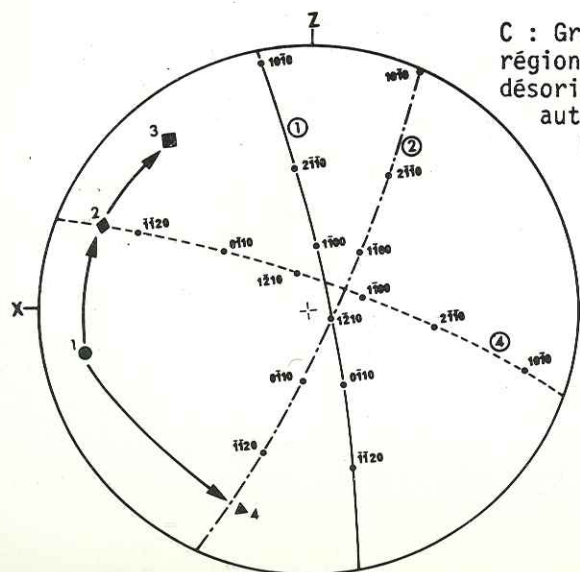
Figure II.18.



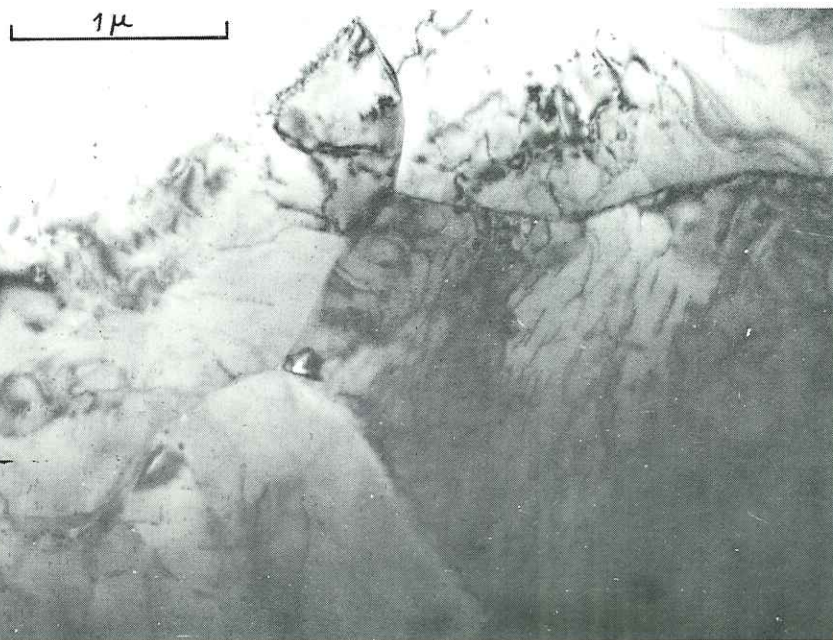
A : Grain banal : toutes les dislocations sont plus ou moins contenues dans le plan de base. ρ faible.



B : Grain globuleux : position 1 en diagramme C. Dislocation C dans vallées de Peierls $[1012]$ et sous-joint de \bar{a} coin. Le sous-joint bien formé est proche d'un plan pyramidal (désorientation $\approx 15^\circ$).



C : Grain globuleux : différentes régions ont été examinées. La désorientation se fait à peu près autour d'un axe $[1210]$. Les paysages sont très différents suivant les régions.



D : Matrice : polycristal avec ρ variable et faible. Orientation préférentielle des dislocations dans un grain bien formé.

Figure II.19.

en faveur d'un écrouissage qui peut expliquer que ces grains, relativement peu déformés, ne se "débloquent" pas, même à plus haute température (cf. II.3.1.3.). Un second grain montre une désorientation totale d'axe C pouvant dépasser 90° (cf. Fig. II.16.) ; la rotation du réseau se fait autour d'un axe $[1\bar{2}10]$ en position subparallèle à l'axe structural Y (Fig. II.19C). La densité de dislocations varie suivant la position dans le grain ; dans le "cœur" du grain, où C est subparallèle à X, on observe du glissement $(1\bar{2}10)$ $[0001]$, correspondant à une déformation faible n'ayant pas effacé un "paysage" montrant des sous-joints liés à des dislocations dans le plan basal : l'intervention accessoire du glissement de direction prismatique n'étonne pas pour une orientation de réseau interdisant le glissement de direction $\langle a \rangle$ (cf. II.3.1.3.).

(3) Grain tabulaire : a-t-on observé des dislocations glissiles dans un plan de 2ème espèce ? Si oui, ceci appuie les rares observations optiques de sous-joints basaux (= glissement prismatique C accessoire) dans des grains qui ne glissent pas sur le plan basal (cf. II.3.1.1)

(4) Grain en ruban : la description sommaire suggère un glissement prédominant de plan prismatique (cf. II.3.1.3.).

(5) Matrice : la description est compatible avec l'analyse optique : agrégat à grain très fin subissant une recristallisation syntectonique continue en même temps qu'il se déforme.

II.3. INTERPRETATION DES OBSERVATIONS.

A partir des données sur les structures, les microstructures, les sous-structures et les orientations préférentielles de l'axe C et des sous-structures, on tente d'abord de déduire quels furent les systèmes de glissement actifs dans les porphyroclastes de quartz et quelle fut leur contribution aux orientations préférentielles. La synthèse de toutes les observations, et de leurs interprétations conduit ensuite à une interprétation cinématique de la déformation dans l'axe ductile d'Angers.

II.3.1. LES MECANISMES DE LA DEFORMATION DANS LES GRES-QUARTZITES.

II.3.1.1. Interprétation de la sous-structure : la direction de glissement.

Les considérations développées au paragraphe I.3.2. permettent d'avancer que les plans de la sous-structure (plans de pliages et sous-joints de polygonisation) sont perpendiculaires à la direction de glissement dans le grain. En toute rigueur, la proposition précédente est fautive si la direction de glissement n'est pas unique ; dans ce cas les normales aux parois de la sous-structure sont proches de la résultante des directions de glissement. La grande majorité des plans de la sous-structure est d'orientation prismatique (Fig. II.13a), on déduit que la direction de glissement est essentiellement une direction du plan basal (0001) . Malheureusement, on ne peut déduire le plan de glissement à l'aide de ces considérations (cf. I.3.2.).

Conséquence cinématique.

La direction moyenne perpendiculaire aux sous-joints de polygonisation indique la direction principale de l'écoulement par déformation intracristalline de l'agrégat ; la direction moyenne perpendiculaire aux plans de pliage est la trace d'un écoulement mineur provoquant un raccourcissement par glissement dans cette direction (cf. I.3.2.). On a vu (cf. II.2.3.2.) que les normales aux sous-joints de polygonisation et les normales aux plans de pliage, peuplent exclusivement respectivement les concentrations MX et MZ de la figure II.13. : la linéation X est alors proche de la direction principale de l'écoulement dans la roche ; la direction Z, perpendiculaire au plan de foliation, est une direction de raccourcissement. La direction Y, perpendiculaire aux deux types de sous-structure, peut être une direction de raccourcissement ou d'extension ; ceci est compatible avec les valeurs K de FLINN (Fig. II.6.).

II.3.1.2. Le plan de glissement.

Dans les expériences de déformation des péridotites (NICOLAS *et al.*, 1973) et de quartzites (TULLIS *et al.*, 1973), des grains non déformés ont été décrits. Dans les deux cas, les auteurs ont observé que ces grains montrent des orientations de réseau telles que la contrainte résolue de cisaillement sur le (ou les) système(s) de glissement actif(s) est nulle ou faible. Dans la déformation expérimentale uniaxiale (et coaxiale) d'une dunite, NICOLAS *et al.* (cf. I.1.3.4.) ont montré, à l'aide des marqueurs internes de l'olivine, que 20% des grains ayant leur plan de glissement dans le plan de foliation ne se sont pas sensiblement déformés. Dans les quartzites, TULLIS *et al.* trouvent que le plan basal des grains non déformés est perpendiculaire ou parallèle à la direction de compression uniaxiale. En appliquant le même mode de raisonnement, on déduit que les porphyroclastes globuleux, peu déformés, dont le plan basal fait un angle élevé avec la direction principale de l'écoulement (proche de X), fournissent un argument indirect mais fort en faveur de la prédominance du glissement sur le plan basal. Leur étude suggère en outre que le glissement de plan prismatique et de direction $[0001]$ n'est pas important. Les porphyroclastes tabulaires, dont le plan basal est parallèle à X et proche du plan XY, sont aussi relativement peu déformés. On attribue aussi ce comportement au fait que ces grains, pour cette orientation particulière de leur réseau, ne peuvent glisser sur le plan basal. L'allongement selon X, relativement important dans certains grains tabulaires (Fig. II.15D) est imputé à une déformation antérieure à l'acquisition de cette orientation particulière. ETCHECOPAR (1974) a montré, dans son modèle à deux dimensions (cf. I.1.3.1.), que les polygones dont la direction de glissement est parallèle à la direction d'allongement, ne peuvent glisser ni dans un écoulement rotationnel ni dans un écoulement irrotationnel.

II.3.1.3. Autres systèmes de glissement : les grains en ruban.

Un faible pourcentage de parois de la sous-structure montrent une orientation non-prismatique (Fig. II.13a et b) : ceci suggère l'existence d'autres systèmes de glissement. A ce titre, on rappelle que certains grains tabulaires montrent la majorité des cas observés de parois basales indiquant un glissement de direction $[0001]$.

L'existence d'un autre système de glissement pouvant être important est aussi suggérée par les grains en ruban. Leur allongement exceptionnel est clairement lié à une orientation préférentielle particulière de l'axe C, parallèle à Y ou proche de lui (Fig. II.17b). Une telle orientation n'est compatible, ni avec un glissement de direction $[0001]$ qui serait subperpendiculaire à la direction principale de l'écoulement, ni avec un glissement de plan basal que l'on attendrait hors du plan de foliation mais non perpendiculaire à lui. Il est vrai que ces grains subissent un raccourcissement parallèlement à Z par glissement sur le plan basal comme l'indiquent leurs plans de pliage prismatiques typiques (Fig. II.12. et II.15F). Ce raccourcissement ne semble pouvoir expliquer à lui seul l'allongement exceptionnel des rubans, même si les bandes de pliage évoluent parfois en lanières indépendantes, augmentant ainsi l'aspect allongé (Fig. II.7F). Nous attribuons la déformation de ces rubans à un glissement de plan prismatique et de direction basale ($\{10\bar{1}0\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$, par exemple). Cette hypothèse est compatible avec l'orientation subprismatique des lamelles de déformation dans les rubans. Il peut paraître étonnant et contraire à l'observation habituelle des cristaux déformés, de ne pas mettre en évidence des sous-joints associés à ce système de flexion du réseau parallèle à l'axe optique C ; or, dans ces conditions d'observation optique, flexion du réseau parallèle à l'axe optique C. Dans ces conditions d'observation optique, la désorientation de réseau n'est pas visible. Ainsi, l'hypothèse du glissement prismatique de direction basale est aussi compatible avec l'absence d'observation de sous-joints associés. Une analyse de la sous-structure dans les rubans en microscopie électronique est actuellement en cours (Fig. II.12.). Enfin, l'observation de grains globuleux moulés par des grains en ruban (Fig. II.15E) suggère que, dans les conditions physiques d'activation probable du glissement prismatique $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, le glissement prismatique $[0001]$ n'opère pas de façon significative (cf. II.2.4.5.).

Les grains en rubans, fortement aplatis dans le plan XY et allongés dans la direction X, sont très communs dans les tectonites à quartz (CHRISTIE, 1963 ; WILSON, 1975 ; BOUCHEZ et BOULLIER, 1977). Contrairement à WILSON, BOUCHEZ et BOULLIER distinguent d'une part les rubans provenant d'une grande déformation de grains détritiques originels (cas présent) et de l'autre, les autres types de rubans, dont l'origine est moins évident, excepté peut-être le cas de la transposition d'un litage quartzeux originel (cf. IV.2.2.). Indépendamment de cette distinction l'orientation préférentielle d'axe C des rubans est souvent semblable à celle qui est ici présentée, c'est-à-dire du type Y-maximum (Fig. II.17b), avec un développement éventuel plus ou moins important, le long de couronnes, croisées ou non. Outre les références déjà citées, c'est le cas des grains "anormalement allongés" de MARJORIBANKS (1976),

dans des quartzites montrant des similitudes frappantes avec les nôtres, quoique situées dans le domaine de l'aplatissement du diagramme de FLINN. Un glissement prismatique prédominant $\{10\bar{1}0\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$ a aussi été récemment envisagé par WILSON (1975), pour les mylonites de "haute température" à rubans. WILSON s'appuie sur l'argument de l'orientation préférentielle dans le repère structural, sur les analogies avec les microstructures de quartzites déformés expérimentalement à haute température, ainsi que sur leur interprétation (TULLIS et al., 1973 ; cf. I.6.3.). Nos grains en ruban se trouvent exclusivement dans les quartzites les plus déformés (Ech. n° 6) provenant de la zone la plus chaude (zone à biotite ; cf. II.1.3.2). Il est significatif de remarquer que dans l'orthogneiss sous-jacent (Fig. II.1.), l'orientation d'axes C du quartz est exclusivement du type Y-maximum (Fig. II.20). Dans l'orthogneiss, le quartz est disposé en lits (rubans du second type, BOUCHEZ et BOULLIER, 1977) dans lesquels 1°) la recristallisation syntectonique est totale et rend méconnaissables les grains originels, 2°) les plans de la sous-structure sont statistiquement perpendiculaires à X et 3°) on n'observe pas de lamelles de déformation.

Ainsi, il est raisonnable d'attribuer l'apparition du système de glissement prismatique à l'augmentation de température. Dans cette hypothèse, on ne comprend pas pourquoi le glissement prismatique ne domine, dans les quartzites, que dans cette catégorie de grains en ruban. On peut alors faire l'hypothèse complémentaire que le glissement prismatique, facilité par la présence d'eau dans le réseau du quartz (GRIGGS, 1974 ; BLACIC, 1975), apparaît plus tôt dans les grains à teneur en eau plus élevée.

II.3.1.4. Développement de l'orientation préférentielle : les couronnes croisées.

Partant d'orientations préférentielles peu prononcées, dans les quartzites les moins déformés, héritées d'orientations originelles aléatoires, les diagrammes d'axes C se précisent avec la déformation croissante pour former des couronnes croisées progressivement mieux définies (Fig. II.8, 10 et 14). Dans les quartzites les plus déformés (Fig. II.8e, 14 et 17b), on observe un renforcement de la concentration en Y dû aux grains en ruban. Une évolution comparable des orientations préférentielles avec la déformation a été décrite par SYLVESTER et CHRISTIE (1968) et, récemment, par MARJORIBANKS (1976) bien que, dans des conditions géométriques différentes puisque d'aplatissement prépondérant ($K < 1$).

Les couronnes croisées du quartz sont classiques dans les tectonites : les très nombreux travaux qui en décrivent montrent qu'elles apparaissent dans des conditions de déformation variées (géométriques et physiques) et qu'elles sont associées à des microstructures variées. Dans les quartzites déformés expérimentalement, elles apparaissent exclusivement dans le cas de déformations à symétrie non axiale (GREEN et al., 1970 ; TULLIS, 1975). Dans le cas de notre étude, les couronnes croisées semblent résulter du glissement basal prédominant ($[0001]$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ probablement) : on peut grossièrement les définir comme

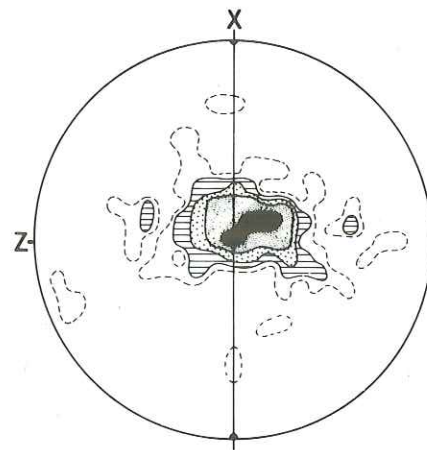


Figure II.20. : Orientation d'axe C du quartz dans l'orthogneiss. Section XZ. Projection équatoriale à aires équivalentes ; hémisphère inférieure ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère. 150 mesures. Contours : 0.7, 1.4, 2.8, 4.2, 7.7% et plus. (Comparer avec la figure II.17.b).

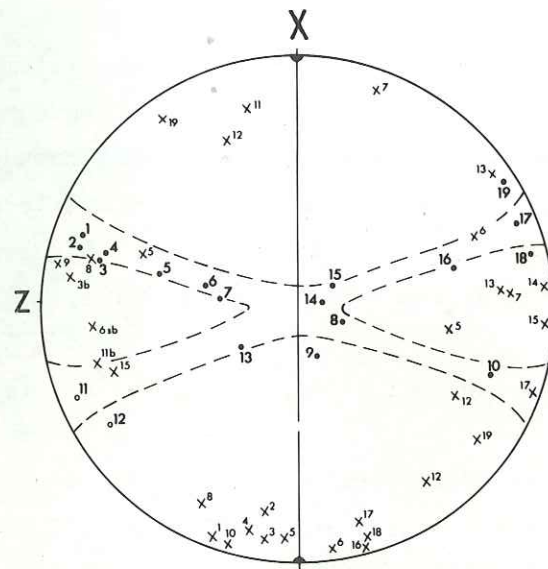


Figure II.21. : Développement des couronnes croisées. Section XZ. Orientation de l'axe C (•) et du (ou des) plan(s) de la sous-structure correspondante (X) dans 19 grains pris au hasard et appartenant aux couronnes de l'échantillon n° 5 bis (Fig. II.8.d) ; ouverture des couronnes : 40°. Les grains 1 à 10 appartiennent à la couronne la plus peuplée ; les grains 11 à 19, à la couronne la moins peuplée. Les sous-joints de polygonisation sont localisés autour de X ; les plans de pliage autour de Z, à l'exception de 3b, 6sb et 11b qui sont des sous-joints basaux ou sub-basaux (composante de glissement de direction prismatique. Les plans de pliage localisés autour de Y, non visibles en section XZ, n'ont pas été représentés (comparer avec la figure II.13 c à f). Ce diagramme met en évidence une composante rotationnelle dextre (cf. I.1.4.). Les grains 11 à 19 se déforment cependant par cisaillement senestre (comparer avec la figure III.13).

Le domaine complémentaire du domaine "interdit" pour le glissement basal (Fig. II.17a). Dans les porphyroclastes appartenant aux couronnes, la comparaison des diagrammes d'axes C (Fig. II.8.) avec l'orientation des plans de la sous-structure dans le repère XYZ et celui du quartz (Fig. II.13.) suggère que : (1) deux directions de glissement (axes : $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle a \rangle$) peuvent être actives simultanément dans le plan basal, et (2) l'orientation de réseau est telle que l'une des directions de glissement dans le plan basal, définie comme la normale aux sous-joints de polygonisation, est proche de X ; une autre, normale aux plans de pliage, est proche de Z ou parfois, de Y (Fig. II.21). En d'autres termes, et de façon imagée, le quartz possède une symétrie qui lui permet, tout en s'écoulant parallèlement à la direction principale, de répondre aux sollicitations de compression dont la direction fait un angle élevé avec la direction de l'écoulement. Cette interprétation est tout à fait en accord avec les observations jusqu'ici non interprétées de BAKER et WENK (1972) ; elle les éclaire et permet, à notre sens, de mieux les comprendre (Fig. III.13.).

Ainsi, l'orientation préférentielle d'axes C serait géométriquement dépendante des orientations préférentielles d'axes $\langle a \rangle$, plus directement liés aux mécanismes intimes de la déformation. Ceci est évidemment en contradiction avec l'hypothèse de SHELLEY (1971) qui propose une croissance préférentielle des grains mal orientés pour le glissement durant la recristallisation syntectonique.

Le glissement basal prédominant peut être secondé par d'autres systèmes, en particulier à plus haute température, par du glissement prismatique de direction basale ($\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$, probablement), qui a pour effet d'orienter progressivement les axes C vers Y. Un glissement prismatique prédominant remplacerait les couronnes par un Y-maximum (Fig. II.17b et II.20.).

II.3.2. LE REGIME DE L'ÉCOULEMENT.

Si l'on accepte l'interprétation des couronnes croisées dans le quartz comme conséquence de l'écoulement plastique par glissement basal dominant (cf. II.3.1.4.), on peut entreprendre la détermination du régime de l'écoulement (cf. I.1.3.6.) : un écoulement irrotationnel donnera un diagramme symétrique des plans basaux de part et d'autre du plan XY ; un écoulement à composante rotationnelle s'exprimera par une dissymétrie. C'est ce dernier cas que l'on met en évidence dans le développement inégal des couronnes d'axes C (Fig. II.8.) surtout évident dans les maxima inégaux des diagrammes en rose (Fig. II.10.). Pour les échantillons intensément déformés (Fig. II.10c à e), les maxima de droite ($+20^\circ$), plus aigus et mieux définis que ceux de gauche (-10° à -30°), correspondraient aux orientations les plus favorables des plans basaux dans une déformation montrant un écoulement à composante rotationnelle dextre. Ceci est en accord avec les corrélations de BOUCHEZ et PECHER (1977 ; cf. II.5.2.)

et celles de LUNARDI et BAKER (1975) sur les populations respectives des couronnes dans des quartzites provenant de chevauchements dont le sens est connu.

On remarquera enfin, que les diagrammes en rose des échantillons intensément déformés présentent des similitudes frappantes avec celui de la figure II.10g. qui résulte d'une simulation sur ordinateur de la déformation par cisaillement simple dextre de 55° , d'un agrégat plan stratifié (cf. I.1.3.1., ETCHECOPAR, 1974). En particulier, les diagrammes montrent un submaximum singulier, d'un seul côté du plan XY (à -50° en Fig. II.10g., et à -80° - 90° en Fig. II.10c et e), correspondant dans les deux cas aux grains mal orientés pour le glissement et qui restent peu déformés. Cette disposition asymétrique des grains globuleux (Fig. II.17a.) pourrait être une marque typique d'un écoulement à composante rotationnelle et devrait être recherchée dans les tectonites à porphyroclastes de quartz.

II.3.3. CINEMATIQUE DE L'AXE DUCTILE D'ANGERS.

Le bloc diagramme semi-interprétatif de la zone structurale étroite passant par Angers (Fig. II.22.), extrémité orientale visible de l'anticlinal de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé, est une synthèse de l'étude structurale de terrain (cf. I.1.) et des études plus fines de la déformation finie et de la plasticité du quartz dans les niveaux grés-quartziteux de cette zone (cf. II.2. à II.3.2.).

L'axe de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé semble être un axe paléogéographique important pour les temps paléozoïques. Il se comporte à l'hercynien*, au moins dans la région d'Angers, comme une zone de métamorphisme et de déformation de gradient élevé. Le cœur de cette zone, concrétisé à peu près par l'orthogneiss et sa couverture immédiate, subit la déformation maximum, résultat d'un écoulement plastique dont les lignes de flux sont subhorizontales $N120^\circ$ E et parallèles, en première approximation, à la linéation minérale d'allongement ; les plans support de l'écoulement sont grossièrement parallèles à la foliation ou à la schistosité. Ces derniers se placent en zone autour des lignes de flux (Fig. II.4). Ils sont redressés ou subverticaux sur le flanc nord à la limite des domaines I et II (Fig. II.22.). C'est dans ce domaine étroit, défini approximativement par l'axe "Belle-Beille-Trélazé" (Fig. II.1.) que l'on met en évidence un écoulement à composante rotationnelle dextre. Ce sens est tiré de l'interprétation présentée au paragraphe II.3.2. sur quelques échantillons orientés, dont les échantillons n° 5 et 6. Dans l'axe proprement dit de la structure, ils moulent la forme anticlinale du dôme d'orthogneiss : c'est le domaine à schistosité "plate".

* Ce terme est pris ici au sens large et s'applique à des événements orogéniques qui, dans le contexte local, sont au moins postérieurs au Dévonien moyen.

II.3.3.1. DOMAINE A SCHISTOSITE "PLATE".

Ce domaine pose le problème du passage de la schistosité redressée à la verticale sur ses flancs, à la schistosité subhorizontale le long de son axe. La mise en évidence de deux phases tectoniques suggérerait une interprétation classique. Une première phase tangentielle, responsable de la schistosité ardoisière et de la foliation, serait reprise par un ploiement tardif à grand rayon de courbure redressant la schistosité initiale. Ce ploiement, s'il est plus serré, induit une nouvelle schistosité régionale verticale laissant indemne des mûles "plus indurés" et situés sous le "front inférieur de schistosité" (MATTE, 1969). Cette analyse, appliquée au cas du massif d'orthogneiss du Mendic (BRUNEL et MALIAKOV, 1972) qui présente quelques analogies avec la région d'Angers, semble ici inapplicable, pour deux raisons :

(1) D'une part, la schistosité ardoisière, la foliation et la linéation majeure passent sans discontinuité du domaine à schistosité plate au domaine à schistosité verticale. L'enveloppe sédimentaire de l'orthogneiss possède une structure entièrement déterminée par ces éléments ; en particulier, l'ubiquité de la linéation majeure souligne le caractère de continuité cinématique.

(2) D'autre part, il n'y a pas de trace de phase tangentielle antérieure. La seule autre déformation, le microgaufage tardif avec fausse schistosité naissante, imprimée dans le domaine axial, est aussi représentée dans le domaine à schistosité verticale où sa trace tend cependant à s'estomper ; elle ne peut être responsable de la genèse de la schistosité verticale des flancs de l'anticlinal à partir desquels, d'ailleurs, on passe en continuité aux structures régionales qui montrent une schistosité primaire, de plan axial de plis (ou replis) droits, diversement serrés, et classiquement interprétés comme liés à un serrage régional.

On ne peut donc dissocier la déformation à laquelle se rapporte la schistosité "plate" dans l'anticlinal, de celle qui a déterminé la morphologie d'ensemble des structures régionales et a fait naître la schistosité subverticale des zones synclinoriales. L'aspect géométrique original du domaine à schistosité plate ne donne ainsi que l'apparence d'une déformation biphasée (cf. I.1.1.) ; nous le considérons comme une hétérogénéité locale dans un processus cinématique continu (cf. II.5.2.).

Dans les synclinaux du Sud de Rennes, LE CORRE (1969) relève, dans la formation des Schistes d'Angers à schistosité régionale verticale, une adaptation locale de la schistosité à la stratification subhorizontale de niveaux compétents, par un mécanisme d'accordance. Nous rejoignons le principe de cette explication qui semble pouvoir rendre compte de la naissance d'une schistosité ardoisière plate en régime d'aplatissement dominant (LE CORRE, 1975). Toutefois, il faut ici tenir compte des déformations originales du domaine anticlinal : la déformation finie est du type constriction (linéation horizontale dominante), proche de la déformation plane, et non aplatissement. Ce dernier point indique que l'écoulement, dans notre cas, n'est pas uniquement lié à une compression latérale.

II.3.3.2. PERSPECTIVES.

Nous proposons d'attribuer l'ensemble des déformations à un cisaillement crustal profond (faille ductile), d'importance orogénique, et probablement dextre. Ce sens dextre s'intégrerait dans le cadre des grands décrochements hercyniens régionaux (ARTHAUD et MATTE, 1975). L'écoulement plastique qui en résulte, important dans la croûte profonde, provoque un échauffement visqueux (cf. Chap. V.). Cet échauffement est responsable du métamorphisme local et peut-être même d'une fusion partielle dont le granite de Bécon serait l'expression tardive. On peut même se demander si, à un stade plus initial de la déformation, l'échauffement visqueux n'est pas à l'origine du matériel granitique dont est issu l'orthogneiss, entraîné plus tard par le cisaillement jusqu'à notre horizon relativement superficiel (cf. VI.2.). L'écoulement plastique tend à se concentrer progressivement dans un domaine de plus en plus étroit ("couloir" Belle Beille-Trélazé). Au point de vue mécanique, on note les effets suivants :

- un cisaillement horizontal important dans l'orthogneiss et son enveloppe, selon des plans en zone autour de la direction d'écoulement, avec toutefois une concentration du mouvement le long de son flanc nord redressé (plan d'écoulement subvertical) ;
- une compression radiale liée à l'ascension de la masse orthogneissique, responsable de la genèse de la schistosité plate dans l'axe de l'intrusion. Dans cette même zone, cette composante de compression, voire aussi la perte de volume liée au métamorphisme dans les pélites, peut être la cause des petits plis (d'axes "a") à plan axial subhorizontal.

Cette interprétation pose un problème délicat si l'on cherche à l'étendre au cadre régional. En effet, les analogies de la structure étudiée avec celles que l'on rencontre dans les synclinaux de Rennes par exemple, qui présentent une schistosité et des plis apalachiens assez comparables, incitent à généraliser notre interprétation. Il faudrait alors admettre que c'est une grande partie du bâti armoricain qui a été soumis à de tels cisaillements. FOURMARIER *et al.* (1965) relèvent, à cet égard, dans le synclinorium de Laval, la relation attendue entre le développement de la schistosité et la proximité de granites syncinématiques. Cependant, dans l'état actuel de nos connaissances, cette hypothèse nous paraît tout à fait excessive.

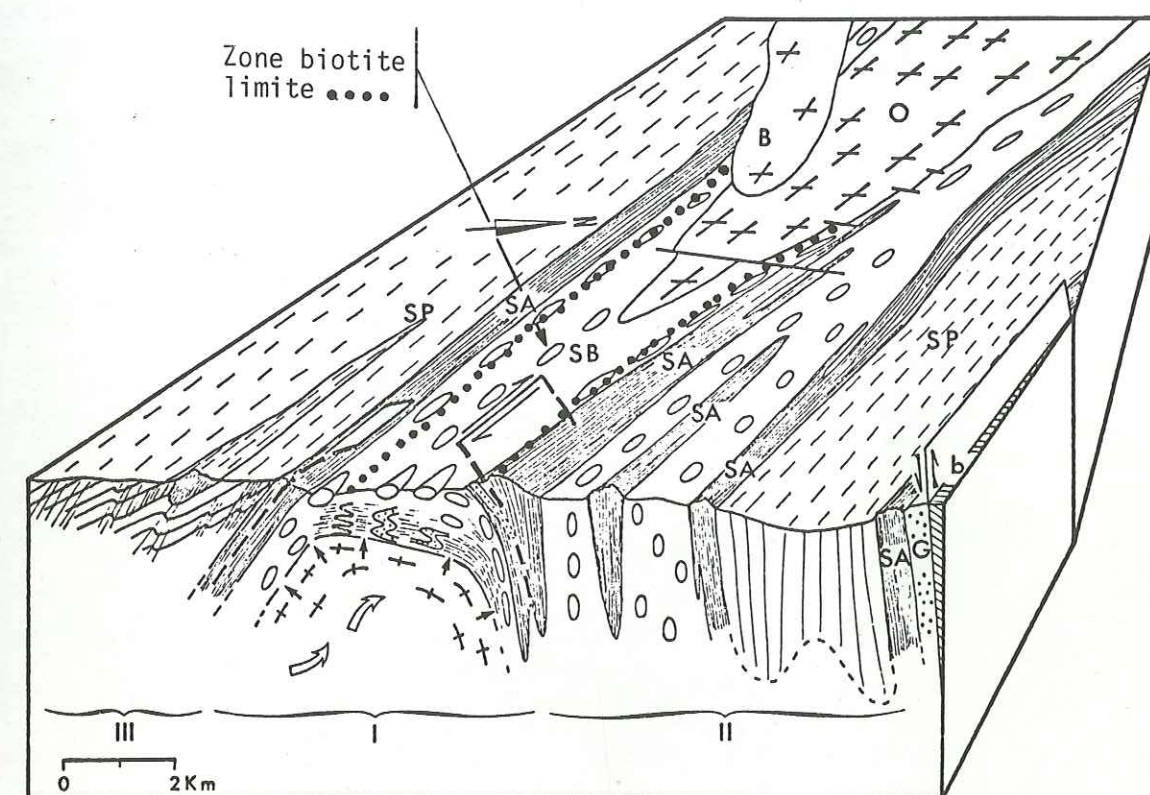


Figure II.22. : Bloc diagramme semi-interprétatif de l'axe ductile d'Angers.

La coupe frontale est parallèle aux rives de la Maine.

SP : Schistes d'Angers ; SA : Schistes d'Angers ; SB : Schistes et Arkoses de Bains ; G : Grès armoricain ; b : Schistes briovériens du Lion d'Angers ; O : Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place ; B : Granite de Bécon.

CHAPITRE III

LE GRAND CHEVAUCHEMENT CENTRAL HIMALAYEN

Le choix de l'étude de cet accident dans notre optique a pour origine :

- La mise en évidence sur le terrain et l'échantillonnage systématique (A. PECHER) de séries montrant une déformation progressive croissante en direction du "plan" de ce chevauchement majeur dont le sens est connu et qui, vu à une petite échelle au moins, apparaît d'une simplicité étonnante.

- L'application des concepts issus de l'étude de l'accident ductile d'Angers (cf. II.), en particulier, ceux qui relient les orientations préférentielles de forme et d'axes C (ou $\langle a \rangle$) aux axes cinématiques de la déformation. L'obliquité attendue de l'orientation préférentielle d'axes C sur les axes de la déformation finie devant constituer un verdict.

- La collaboration efficace de mon ami Arnaud PECHER à tous les stades de la réalisation de ce travail. Les développements qui suivent constituent une synthèse de : BOUCHEZ et PECHER (1976), PECHER et BOUCHEZ (1976) et BOUCHEZ et PECHER (1976).

III.1. CADRE GEOLOGIQUE.

III.1.1. GENERALITES (Fig. III.1.).

Le Grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T. = Main Central Thrust) représente l'une des conséquences les plus spectaculaires de la collision Inde-Chine. Le plan du chevauchement est entièrement situé dans la plaque indienne ; son front affleure le long du flanc sud de la Haute-Chaîne à environ 100 km au sud de la zone du "Tsangpo-Indus". Les

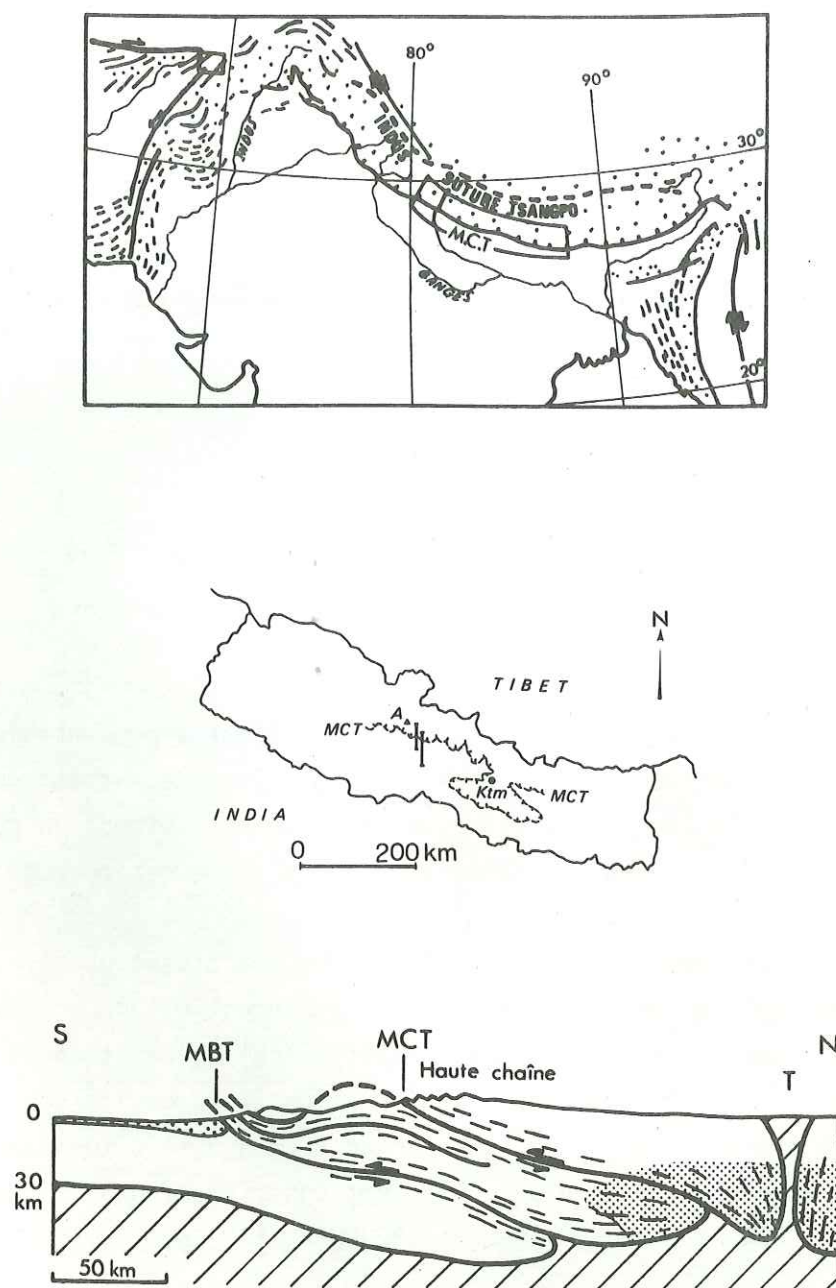


Figure III.1. : Situation du M.C.T.

a - Carte de la tectonique récente en Asie d'après l'analyse des photos ERTS (extrait de MOLNAR et TAPPONNIER, 1975). Dans l'encadré au centre : le Népal. Dans l'encadré au Nord-Ouest : la zone de Maydan (cf. IV). Pointillés : domaines en compression.

b - Cadre de l'étude au Népal. A = Annapurna ; Ktm = Kathmandu. Les coupes indiquées sont celles de la Madi (à l'Ouest) et de la Seti Khola.

c - Coupe schématique à l'échelle de l'écorce de l'Himalaya au niveau du Népal Central. Barré oblique : manteau ; grisé = socle précambrien ; blanc = Paléozoïque ou Mésozoïque ; tireté = schistosité ou foliation ; T = zone du Tsangpo. D'après MATTAUER, 1975).

principales caractéristiques de ce grand accident crustal, présentées par GANSSER (1964) et LE FORT (1975a), sont développées et précisées dans PECHER (1975, 1977 et en préparation).

Le M.C.T. est apparu il y a environ 35 millions d'années (Oligocène). Ce gigantesque copeau découpant la croûte continentale jusqu'à une profondeur supérieure à 30 km est l'une des réponses aux contraintes résultant de la convergence continue des deux plaques, de direction approximative Nord-Sud, à la suite du blocage de la zone de suture Tsangpo-Indus. Ce chevauchement, dont la flèche visible atteint 100 km, a probablement fonctionné sur une distance horizontale bien supérieure et à une vitesse relativement élevée de l'ordre de 5cm/an (LE PICHON and HEIRTZLER, 1968 ; MCKENZIE and SCLATER, 1971 ; MINSTER *et al.*, 1974) ; MOLNAR et TAPPONNIER, 1975). Les données géophysiques (MOLNAR *et al.*, 1977) montrent que le plan du chevauchement plonge de 10° à 20° vers le Nord. En carte, on peut suivre son front, de direction approximative Est-Ouest, sur plus de 2000 km le long de la chaîne himalayenne, du Kashmir à l'Ouest au Bhutan à l'Est.

Le M.C.T., dont la durée de fonctionnement est estimée à 10 millions d'années (MATTAUER, 1975), est relayé par un autre grand chevauchement, le M.B.T. (Main Boundary Thrust) actuellement encore sismique, et dont le front affleure à une centaine de kilomètres plus au Sud. Un modèle simplifié montrant ce découpage en copeaux successifs est présenté par MATTAUER (1975). Dans la plaque asiatique, MOLNAR et TAPPONNIER (1975) ont montré que la convergence continue des deux plaques se traduit par un réseau complexe d'accidents en décrochement qui pourraient avoir absorbé plusieurs centaines de kilomètres de déformation selon une direction Nord-Sud. Leurs arguments sont basés sur l'étude des accidents sismiques en Asie, de leur mécanisme au foyer, et de la comparaison avec un modèle dynamique de poinçonnement.

La zone de l'étude se situe sur le flanc sud du massif des Annapurna, au Népal Central. Des vallées profondes (Madi Khola, Seki Khola, Burhi Gandaki...) entaillent la chaîne perpendiculairement à son allongement et donnent ainsi de bonnes coupes.

III.1.2. LITHOSTRATIGRAPHIE.

Du Nord au Sud, c'est-à-dire, du haut vers le bas, on rencontre :

- (1) Les Séries Tibétaines : elles sont épaisses d'environ 10 km, fossilifères, et représentent le Cambrien jusqu'à l'Eocène. (COLCHEN, 1975).
- (2) La dalle du Tibet : elle est épaisse de 10km au moins et hautement métamorphique (LEFORT, 1975a). On considère que le "plan" du M.C.T. est situé à sa base. En fait, la position de ce plan ne peut être définie avec précision (PECHER, 1977).
- (3) Les formations du moyen pays népalais : situées au pied du M.C.T., leur épaisseur est

supérieure à 5 Km ; elles sont azoïques mais on sait, sur des critères sédimentologiques, qu'elles montrent une succession normale. La partie supérieure (environ 1,5 Km d'épaisseur) est principalement constituée de calcaires dolomitiques, de quartzites et de schistes ; la partie inférieure (au moins 1,5 km d'épaisseur), de grès-quartzites, de microconglomérats et de roches métavolcaniques acides.

III.1.3. DONNEES STRUCTURALES DE TERRAIN.

La partie supérieure des Séries Tibétaines montre deux générations de plis semblables, de développement kilométrique et d'axes Est-Ouest. Les plis de la seconde génération sont toujours déversés vers le Sud ; la schistosité de pendage Nord qui leur est associée, d'abord fruste au Nord de la Haute Chaîne, puis dominante, devient la seule visible vers le bas des Séries Tibétaines. Elle passe alors progressivement à la foliation métamorphique des séries de la dalle de Tibet, de pendage 20° à 30° Nord, et parallèle au "plan" du M.C.T. à la base de cette dernière.

Les formations du moyen pays népalais montrent une structure simple et typique.

- (1) Une schistosité subhorizontale à faiblement pentée vers le Nord, parallèle au plan cartographique du M.C.T., et grossièrement parallèle aux surfaces lithologiques ;
- (2) Une linéation ubiquiste de direction N 10° E à N 30° E à peu près parallèle à la ligne de plus grande pente de la foliation. La linéation est marquée sur le terrain par l'allongement des marqueurs (galets des conglomérats, grains de quartz...) et par l'alignement des minéraux métamorphiques (amphiboles...). Cette linéation souligne la direction du mouvement régional ; son sens, déduit du mouvement des plaques (le haut va vers le Sud), est souligné par de nombreuses indications microstructurales de terrain (plis d'entraînement déversés vers le Sud, rotation des "queues" de recristallisation, fractures de Riedel... ; PECHER, 1977).

Ainsi, et les études qui suivent le confirment (cf. III.3.), la linéation est une direction cinématique "a" ; les rares plis d'axes E-W que l'on trouve dans les formations du moyen pays népalais, et ceux, plus nombreux des Séries Tibétaines, sont des structures d'axe "b" liées à des hétérogénéités de l'écoulement dans la direction a (ou voisine de a) ; voir aussi l'étude structurale de THAKUR et TANDON (1976) dans le Penjab himalayen.

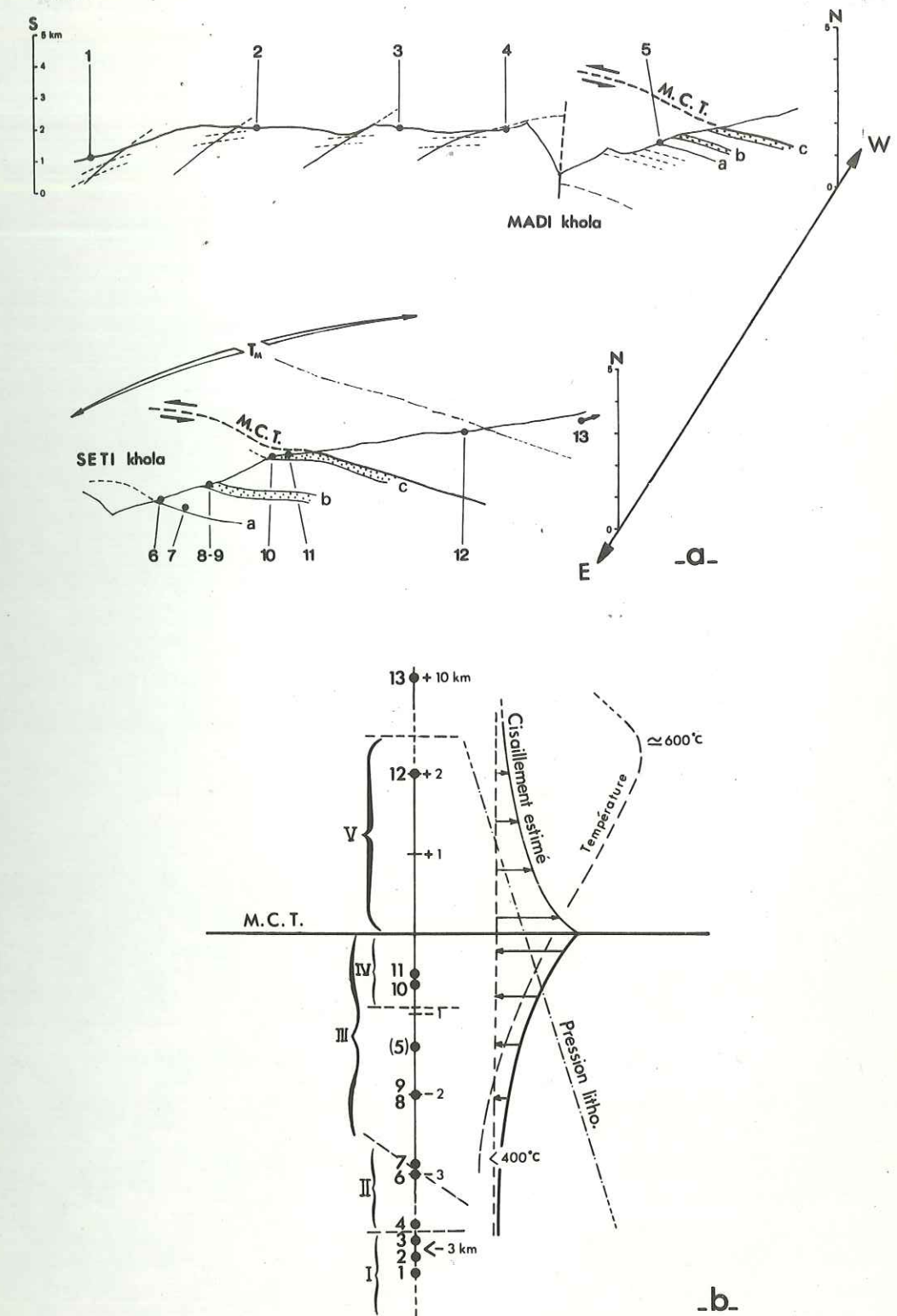


Figure III.2. : Coupes du M.C.T. au niveau du Népal Central.

a- Coupes de la Madi et de la Seti Khola. Les échantillons types sont numérotés de 1 à 13.

T_M = niveau de température maximum, correspondant approximativement à l'échantillon n° 12 ; la température décroît de part et d'autre. a, b et c : niveaux lithostratigraphiques équivalents dans les deux coupes.

b- Coupe synthétique montrant : les domaines microstructuraux (I à V) ; la position des échantillons (1 à 13) ; la distance au plan du M.C.T. ; l'environnement thermodynamique approximatif et l'état schématisé de la déformation cisailante.

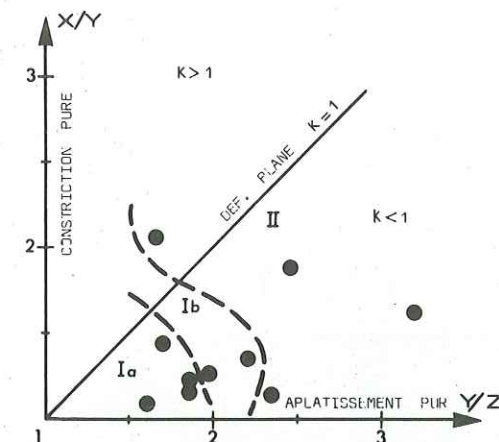
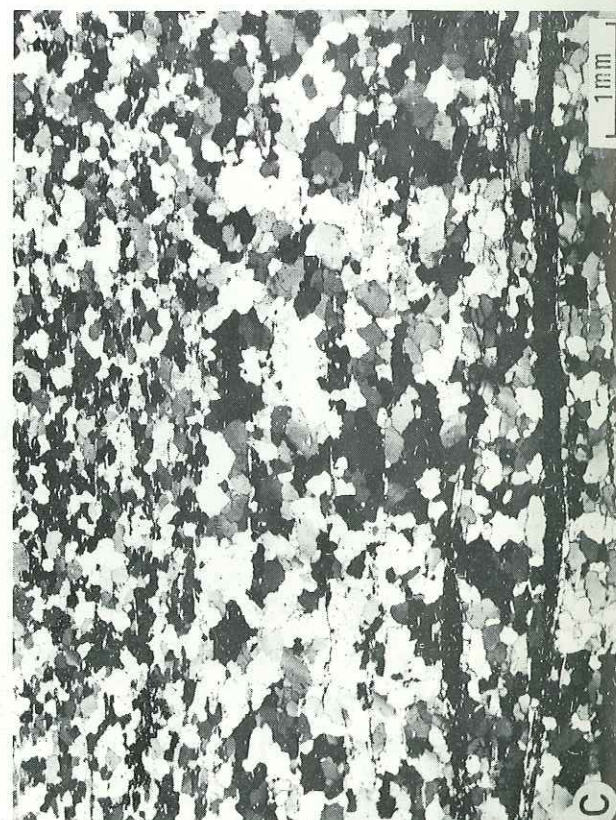
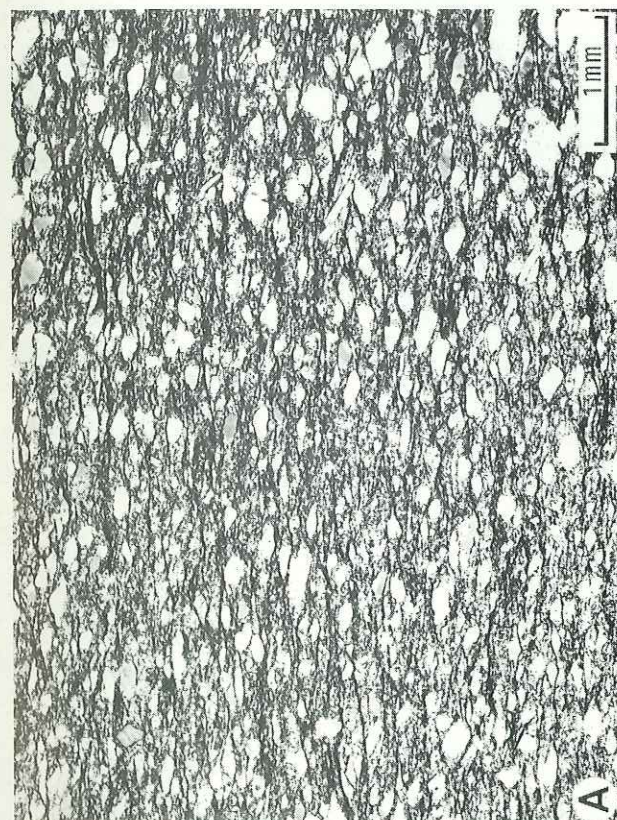


Figure III.3. : Estimation de la déformation finie dans les domaines à porphyroclastes (D'après PECHER, 1977).

Diagramme de FLINN (1962) des rapports des axes des ellipsoïdes de forme des porphyroclastes de quartz dans les domaines microstructuraux I (Ia : inférieur ; Ib : supérieur) et II. Pour la localisation des points a à j, voir la carte microstructurale en figure III.10.

Figure III.4. : Les microstructures dans les domaines I, II, III et V. Sections XZ.

- A - Détritique préservée (-5km ; - 3km): échantillon n° 3.
- B - A reliques porphyroclastiques (-3km ; -2km) : échantillon n°6. Les phyllites se disposent en lits fins moulant les grains d'origine détritique ; généralement ces grains montrent un coeur non recristallisé à figures de déformation (en haut à gauche), entouré par une mosaïque équante de petits grains recristallisés.
- C - En mosaïque allongée (- 2 km ; 0 km) : échantillon n° 9. Les sous-joints, obliques sur la linéation, sont visibles dans de nombreux grains.
- D - A croissance exagérée (0 km ; + 8 km) : échantillon n° 12.

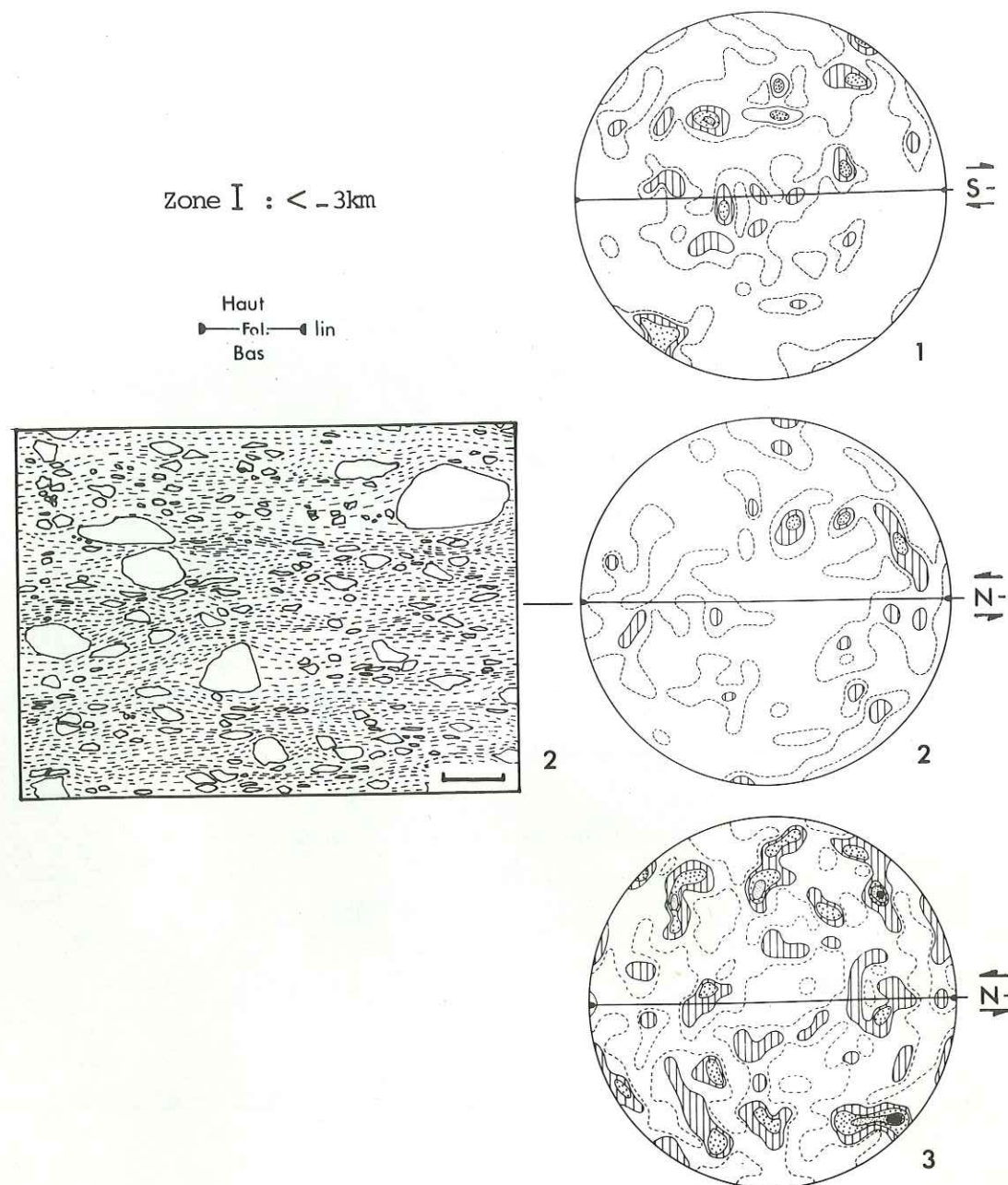


Figure III.5. : Microstructures détritiques préservées.

- Schéma microstructural de l'échantillon n° 2 ; section XZ ;

échelle = 1 mm. La microstructure de l'échantillon n° 3 est présentée en figure III.4.A..
- Diagramme d'orientation des axes C des échantillons n° 1, 2 et 3 ; sections XZ ; hémisphère inférieure ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère. Échantillons n° 1 et 2 : 100 porphyroclastes ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0 %. Échantillon n° 3 : 200 porphyroclastes ; contours : 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, maximum 2.5 %.
Les flèches indiquent le sens du chevauchement.

III.1.4. CONTEXTE THERMIQUE (Fig. III.2.).

Le chevauchement est accompagné d'un métamorphisme "inverse" (GANSSE, 1964) attribué à la superposition d'un "coque" dont la base est chaude sur un "autochtone" froid (LE FORT, 1975a); BIRD et al., 1975). Ce phénomène de métamorphisme est étudié en détail dans PECHER (en préparation).

Partant d'un faible degré métamorphique (au-dessous de 300°), à la base des Séries Tibétaines, ce dernier croît dans la dalle du Tibet pour atteindre son intensité la plus élevée (~ 600°) à environ 2 km au-dessus de la base de la dalle (= M.C.T.). A partir de cette zone de température maximum, dont la surface est à peu près parallèle au plan du M.C.T., le métamorphisme décroît vers le bas. La base de la dalle du Tibet (= M.C.T.) correspond approximativement à la disparition vers le bas du disthène (PECHER, 1975). Dans les formations du moyen pays népalais, le métamorphisme revient à un degré peu élevé : disparition du grenat, de la biotite, puis de la chlorite dans les formations les plus basses (PECHER, 1975).

III.2. EVOLUTION DES MICROSTRUCTURES DANS LES NIVEAUX A QUARTZ.

L'essentiel de l'échantillonnage est situé dans les formations du moyen pays népalais, entre - 5 km et 0 km sous le M.C.T. Quelques échantillons appartiennent à la dalle du Tibet. Les échantillons sélectionnés sont des grès-quartzites relativement purs ; les impuretés (quelques %, exceptionnellement plus de 10%) sont surtout des phyllites.

L'observation des microstructures conduit à un découpage en 5 domaines (Fig. III.2b.), dont les frontières sont évidemment progressives, et dont 4 sont situés dans les formations du moyen pays népalais. Ils sont décrits de bas en haut (de I à V) ; leur cartographie (PECHER, 1977) apparaît en figure III.10.

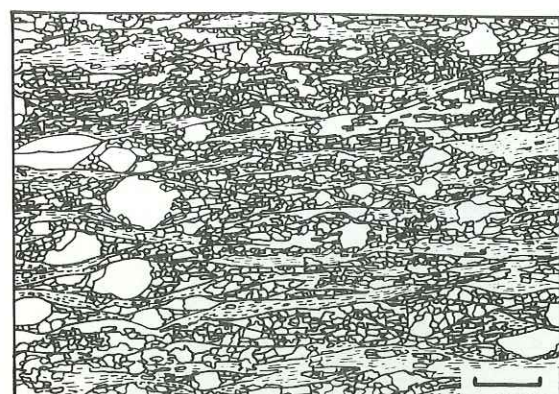
On note d'emblée que seuls les domaines à porphyroclastes (I et II) permettent une estimation de la déformation finie (cf. II.2.1.) : le gradient de déformation, positif en direction du M.C.T., est illustré par la figure III.3. Vers le haut (domaines III à V), les microstructures ne fournissent pas d'éléments pour une mesure de l'intensité de la déformation.

III.2.1. MICROSTRUCTURES DETRITIQUES PRESERVEES. (Fig. III.4A., III.5.).

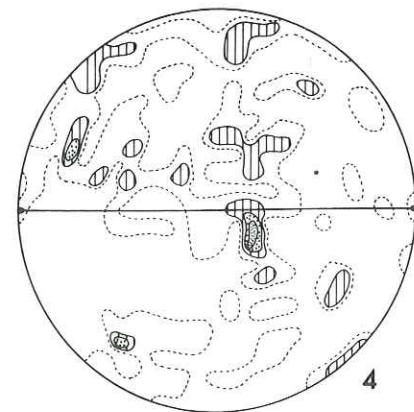
Ce domaine (I en Fig. III.2b) est situé à la base des formations du moyen pays népalais, à une distance supérieure à 3 km sous le plan du M.C.T. Bien que la schistosité y soit encore clairement définie sur le terrain, la déformation est modérée et le métamorphisme est peu important (domaine de la chlorite au plus). Sauf exception, les grains détritiques de quartz ne montrent pas de trace de recristallisation ;

Zone II : -2 to -3km

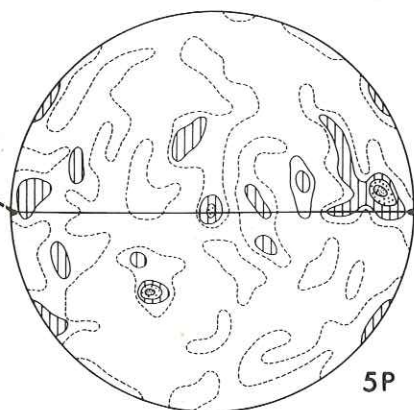
Haut
lin. Fol. Nord
Bas



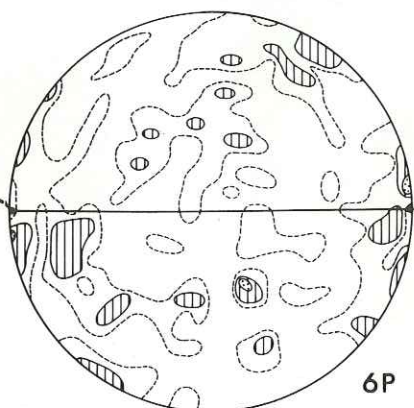
5



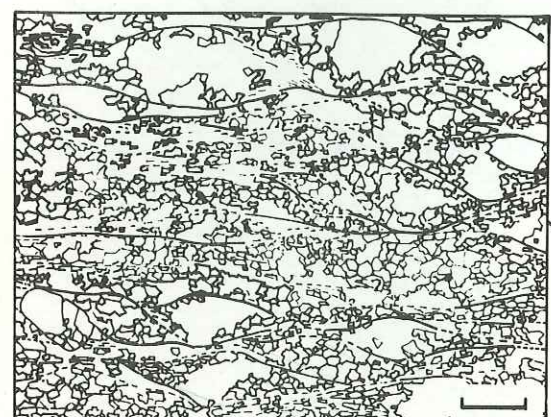
4



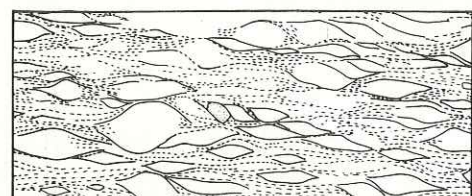
5P



6P

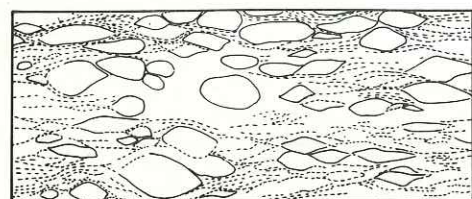


6



z
x
N

$\frac{x}{z} = 2.75$



z
y
E

$\frac{y}{z} = 2.36$

-c-

Figure III.6. : Microstructures à reliques porphyroclastiques.

a- Schémas microstructuraux des échantillons n° 5 et 6 (voir aussi la figure III.4.B.) ; sections XZ ; dans l'encadré : position des phyllites aux joints des nouveaux grains placés aux extrémités d'un porphyroclaste partiellement recristallisé ; échelle : 1 mm.

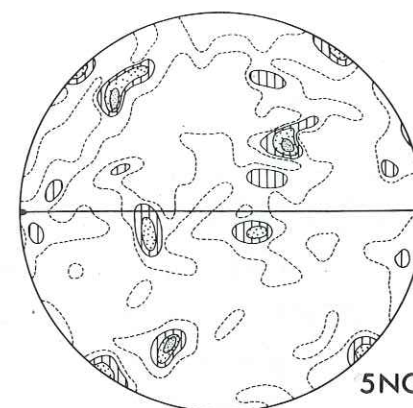
b- Les reliques porphyroclastiques : diagrammes d'orientation des axes C des échantillons n° 4, 5 et 6 ; sections XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage = 1/220 de la surface de

l'hémisphère. 100 porphyroclastes. Contours : 1.0, 2.0, 3.0 et 4.0%.

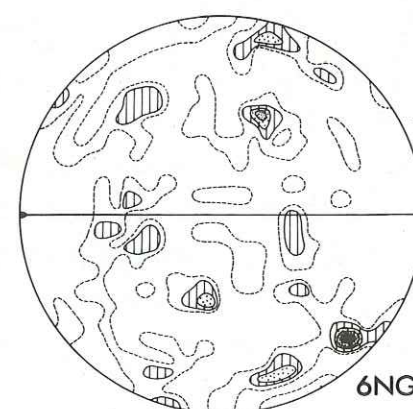
c- Formes losangiques des porphyroclastes. La dissymétrie statistique de forme des losanges en section XZ est responsable d'un débit schisteux S', oblique sur la foliation, et relié de façon univoque au sens du cisaillement (voir aussi EISBACHER, 1970). Echelle : 2 mm.

Zone II : ≈ -3 km

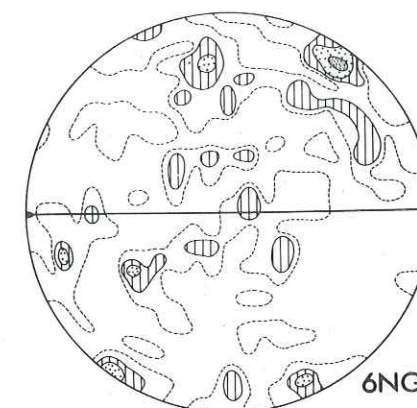
Haut
lin. Fol. Nord
Bas



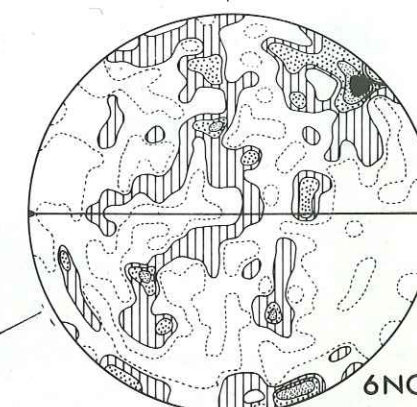
5NG



6NG1



6NG2



6NG

-d-

d - Les nouveaux grains. Diagrammes d'orientation des axes C des échantillons n° 5 et 6 ; sections XZ.

Echantillon n° 5 : 100 grains ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, maximum 5%.

Echantillon n° 6 :

- 6NG1 : 100 grains contigus à 12 coeurs porphyroclastiques ;
- 6NG2 : 110 grains plus externes appartenant à ces 12 porphyroclastes ;
- 6NG : 230 grains des deux types précédents appartenant à 13 porphyroclastes ; contours : - 6NG1 et 6NG2 : 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, maximum 5% ; - 6NG : 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, maximum 2.5 %.

ils sont emballés dans une matrice quartzo-phylliteuse à grain fin et sont peu déformés : les rapports Y/Z et X/Z des axes de l'ellipsoïde de forme des grains de quartz dépassent rarement 2 : 1 et 2.5 : 1 respectivement, l'allongement X/Y ne dépassant jamais 1.5 : 1. Les extinctions onduleuses sont la règle ; elles évoluent parfois en pliages ; les lamelles de déformation sont rares. Les extrémités des grains se prolongent souvent par des "ombres de pression" constituées d'une mosaïque à grain fin de quartz ; l'ensemble grain-ombre de pression délimite fréquemment, comme dans le domaine microstructural suivant, des zones en forme d'amande.

III.2.2. MICROSTRUCTURES A RELIQUES PORPHYROCLASTIQUES (Fig. III.4B. et III.6.).

Ce domaine (II en Fig. III.2b.), situé entre -3 km et - 2 km, surmonte le précédent ; la frontière I-II correspond approximativement à l'apparition vers le haut de la biotite. Le plan de la foliation, souligné par l'aplatissement des grains de quartz et par l'orientation des faces basales des micas, est subparallèle aux limites lithologiques ; vers le haut, ceci reste la règle jusqu'à un niveau très élevé (+ 8 km) dans la dalle du Tibet (cf. III.1.3.).

Le domaine des microstructures à reliques porphyroclastiques marque une transition quant au processus de recristallisation du quartz qui, de partielle vers le bas, devient totale vers le haut. L'observation optique en lumière naturelle permet de reconnaître la plupart des grains originels qui sont soulignés par un liseré d'impuretés (phyllites). La forme des grains indique une déformation qui reste modérée, quoique supérieure à celle du domaine I ($Y/Z \sim 3 : 1$; $X/Z \sim 5 : 1$; Fig. III.3.). En lumière polarisée, on mesure l'importance de la recristallisation qui, vers le haut de ce domaine, rend méconnaissable la microstructure originelle. Les grains d'origine montrent :

(1) Un coeur porphyroclastique, plus ou moins préservé qui présente toujours des extinctions onduleuses, parfois des plans de pliage, et très rarement des lamelles de déformation.

(2) Une périphérie constituée d'une mosaïque équante et optiquement "propre" de nouveaux grains, qui se prolonge en continuité dans les "queues de recristallisation" situées aux extrémités. Dans ces dernières, la taille des grains est souvent inférieure à celle des grains du "manteau" entourant le coeur porphyroclastique (Fig. III.6a.). La mosaïque de nouveaux grains peut occuper tout le volume du grain d'origine.

Les phyllites qui, dans le domaine I, étaient exclusivement en position intergranulaire, se trouvent maintenant parfois incluses dans les grains originels ; elles sont placées le long des joints des nouveaux grains, plus particulièrement aux extrémités de l'ancien grain et dans leur prolongement ("queue de recristallisation").

Une telle microstructure à grains recristallisés équidimensionnels et ne montrant pas de trace de déformation, suggère que la recristallisation est postérieure à la déformation (= recristallisation statique primaire). La disparition des traces de la recristallisation syntectonique éventuelle indiquerait que la température maximum a été atteinte ou au moins est restée élevée, après la fin du processus de déformation.

III.2.3. MICROSTRUCTURES EN MOSAIQUE ALLONGEE (Fig. III.7.).

Ce domaine (III en Fig. III.2b.) occupe la quasi-totalité des formations du moyen pays népalais, situées au-dessus de -2 km et en-dessous de la dalle du Tibet. Le degré métamorphique va du faciès schistes verts supérieur au faciès amphibolite.

L'observation optique en lumière naturelle peut encore montrer de rares grains originels, plus aplatis et allongés que dans le domaine II, entourés de biotite et de muscovite ; les coeurs porphyroclastiques sont encore plus rares. Dans ces cas, les "queues de recristallisation" sont tellement développées que la mesure de l'ellipsoïde de forme n'a plus de signification. Dans le cas général, la microstructure est homogène, entièrement constituée de néoblastes, limpides et assemblés en mosaïque équigranulaire à grain fin (0.1 à 0.5 mm). Les grains de la mosaïque sont aplatis (Y/Z peut atteindre 2 : 1) et allongés (X/Z peut atteindre 3 : 1) : ils définissent ainsi une foliation et une linéation pénétratives mais parfois difficiles à mettre en évidence sur échantillon dans les quartzites purs. Cette difficulté peut être levée par l'observation à la loupe binoculaire en réflexion. Les joints de grains sont irréguliers et formés de nombreux segments plus ou moins rectilignes. Les phyllites sont le plus souvent distribuées de façon homogène dans la roche et se placent aux joints de grains ; parfois, elles se disposent en lits fins parallèles au plan de foliation.

La seule sous-structure visible et remarquable est du type "sous-grains" (cf. I.3.2.) ; les lamelles de déformation et les bandes de pliage sont rares. L'étude des sous-grains et de l'orientation des sous-joints fait l'objet des paragraphes III.4.1. et III.4.2.

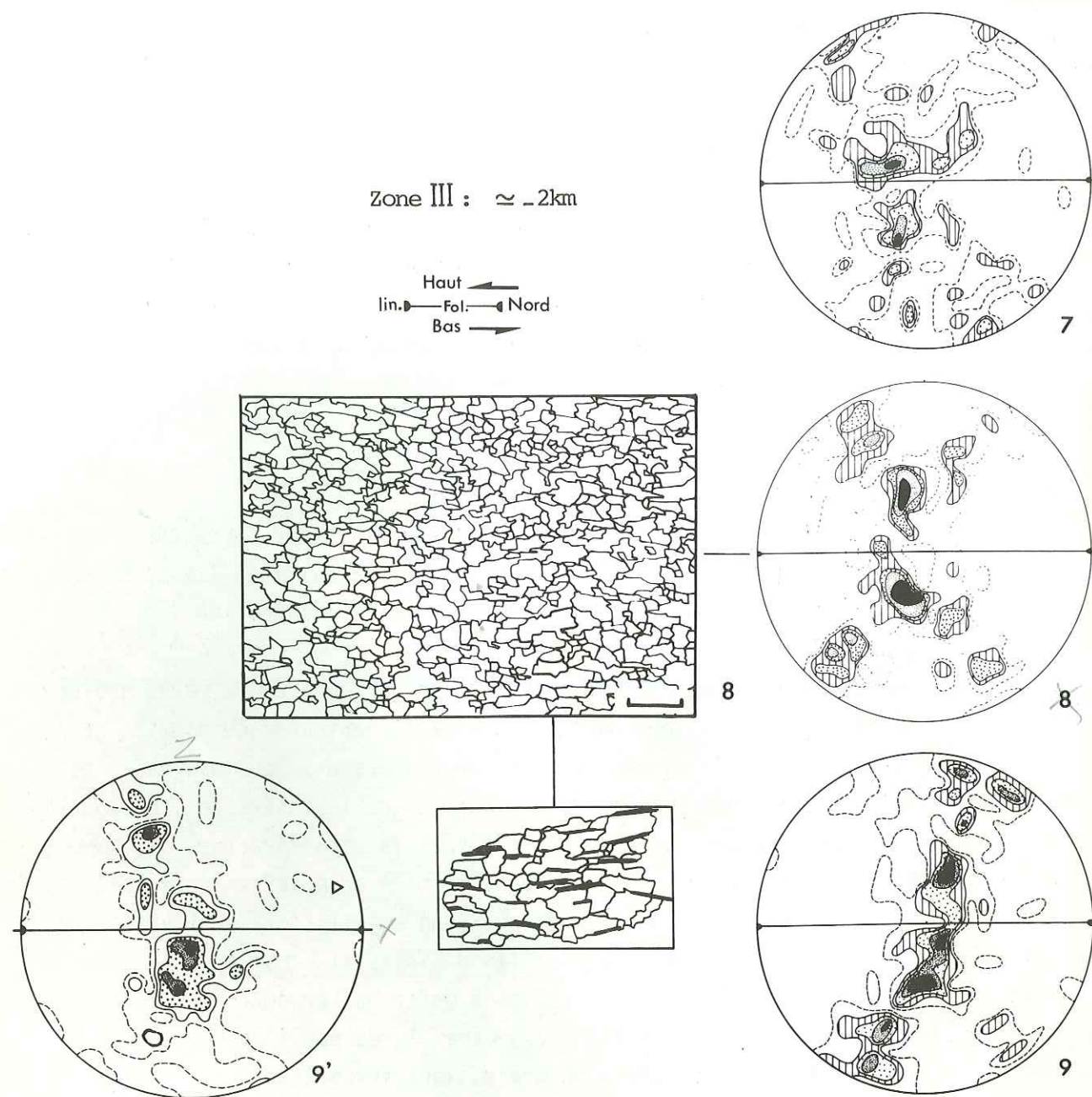


Figure III.7. : Microstructures en mosaïque allongée.

- Schéma microstructural de l'échantillon n° 8 ; section XZ ; dans l'encadré : phyllites réparties uniformément aux joints des grains de la mosaïque ; échelle 1 mm. La microstructure de l'échantillon n° 9 est présentée en figure III.4.C.
- Diagrammes d'orientation des axes C des échantillons n° 7, 8, 9, et 9' ; sections XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère ; 125 grains : Echantillons n° 7, 8 et 9 ; contours : 0.8, 1.6, 2.4, 3.2, 4.0, maximum 4.8%. Echantillon n° 9' : contours : 0.8, 1.6, 2.4, 4.0, maximum 4.8%.
- Les échantillons n° 8 et 9 représentent respectivement le cas "douteux" et le cas "inverse" de la figure III.15.n et III.15.p.

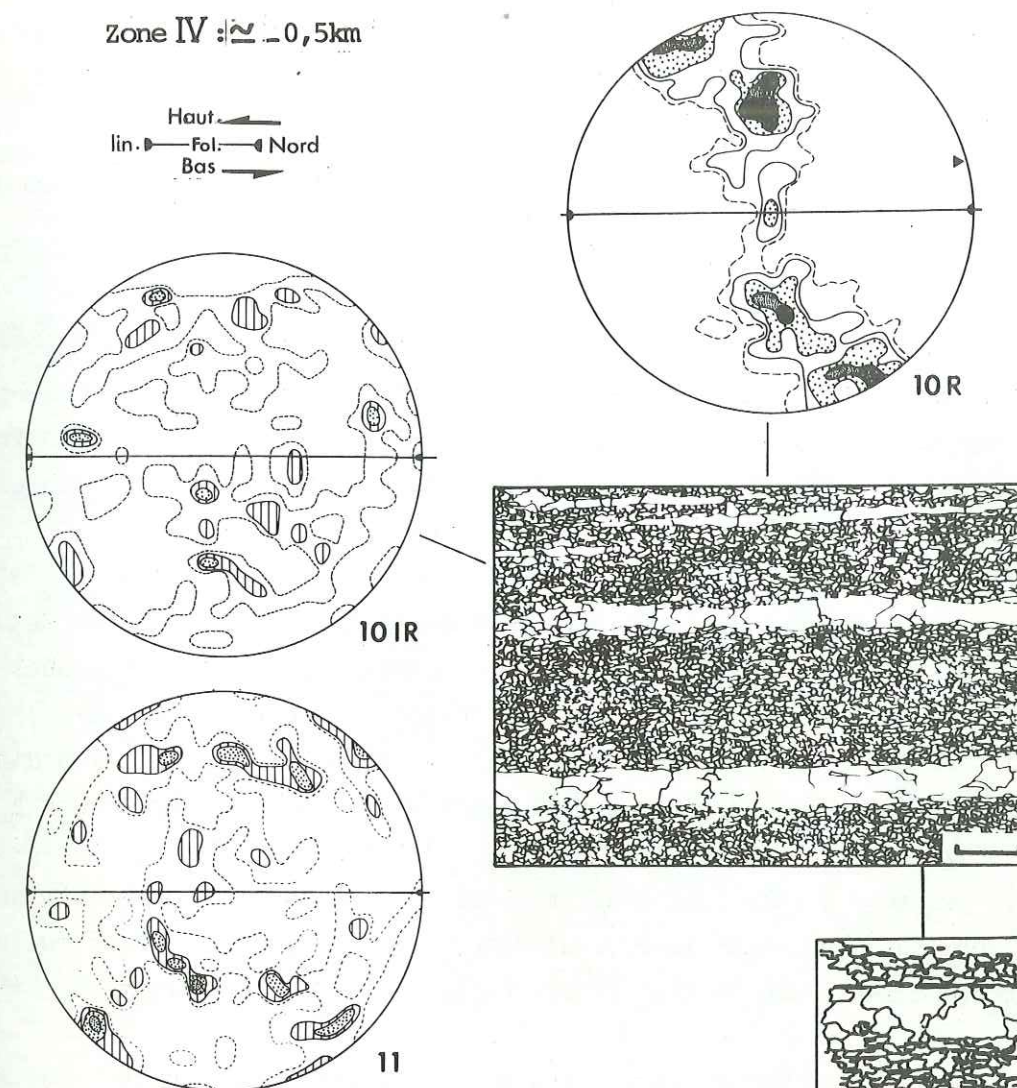


Figure III.8. : Microstructures à rubans.

- Schéma microstructural de l'échantillon n° 10 (voir aussi la figure III.12.) ; section XZ ; dans l'encadré : position des phyllites aux frontières des rubans et aux joints des grains de la matrice inter-rubans ; échelle : 1 mm.
- Diagrammes d'orientation des axes C des échantillons n° 10 et 11 ; sections XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage : 1/220 de la surface de l'hémisphère. Echantillon n° 10 : - 10 R : 200 grains dans les rubans ; contours : 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0% ; - 10 IR : 100 grains de la matrice inter-rubans ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, 4.0%.
- Echantillon n° 11 : microstructure du type inter-rubans ; pas de rubans à l'échelle de l'échantillon ; 125 grains ; contours : 0.8, 1.6, 2.4, 3.2 %.

III.2.4. MICROSTRUCTURES A RUBANS (Fig. III.8.).

Ce domaine (IV en Fig. III.2b.), quand il est représenté, se place entre la partie supérieure du domaine III (-0.5 km à 0 km) et le M.C.T. (0 km : base de la dalle du Tibet). Dans ce domaine, le disthène peut apparaître.

Ces microstructures sont constituées de rubans de quartz inclus dans une matrice inter-rubans quartzo-feldspathique à grain fin :

(1) La matrice inter-rubans peut contenir moins de 50% de quartz et, outre le feldspath, elle montre des phyllites et des minéraux accessoires. Les grains sont de petite taille (0.1 mm) et leur allongement définit clairement la linéation. Les grains de quartz montrent des joints curvilignes et irréguliers ; en certains points où leur concentration est supérieure à la moyenne, ils évoluent en donnant de petits rubans.

(2) Les rubans de quartz sont disposés parallèlement au plan de foliation. Ces nappes monominérales, d'épaisseur 0.1 à 2 mm, sont constituées de une à quelques couches de grains. Les rubans peuvent inclure des opaques, parfois des feldspaths, mais jamais de phyllites qui sont localisées à la frontière des rubans ou aux joints des grains de la matrice. La taille des grains constituant un ruban est en moyenne supérieure à celle des grains de niveaux voisins et présentant une microstructure en mosaïque. Les joints sont plus dentelés, les sous-joints sont plus nombreux et plus serrés, et les extinctions sont souvent plus onduleuses que dans la microstructure en mosaïque. La sous-structure est partout présente et constitue un trait remarquable de cette microstructure (Fig. III.12.).

L'étude détaillée de cette zone montre que : (1) les rubans ne sont pas toujours présents, (2) la matrice à grain fin peut alterner avec des niveaux quartzeux à microstructure en mosaïque, et (3) les microstructures en mosaïque peuvent évoluer en rubans.

III.2.5. MICROSTRUCTURES A CROISSANCE EXAGEREE (Fig. III.9.).

Le plan du M.C.T., c'est-à-dire la base de la dalle du Tibet, constitue approximativement la limite inférieure de ce domaine (V en Fig. III.2b.). L'échantillonnage est ici limité par la relative rareté des quartzites purs dans la dalle du Tibet. Mais, les microstructures évoluant peu, les échantillons récoltés sont représentatifs d'une épaisse tranche de terrains (environ 10 km).

Les microstructures montrent de grands grains, pouvant atteindre plusieurs millimètres, et s'interpénétrant dans les trois dimensions. Les phyllites ne sont plus uniquement disposées aux joints de grains mais sont fréquemment incluses dans les grains ; ceci constitue le critère le plus évident de la migration des joints de grains. Ces microstructures sont

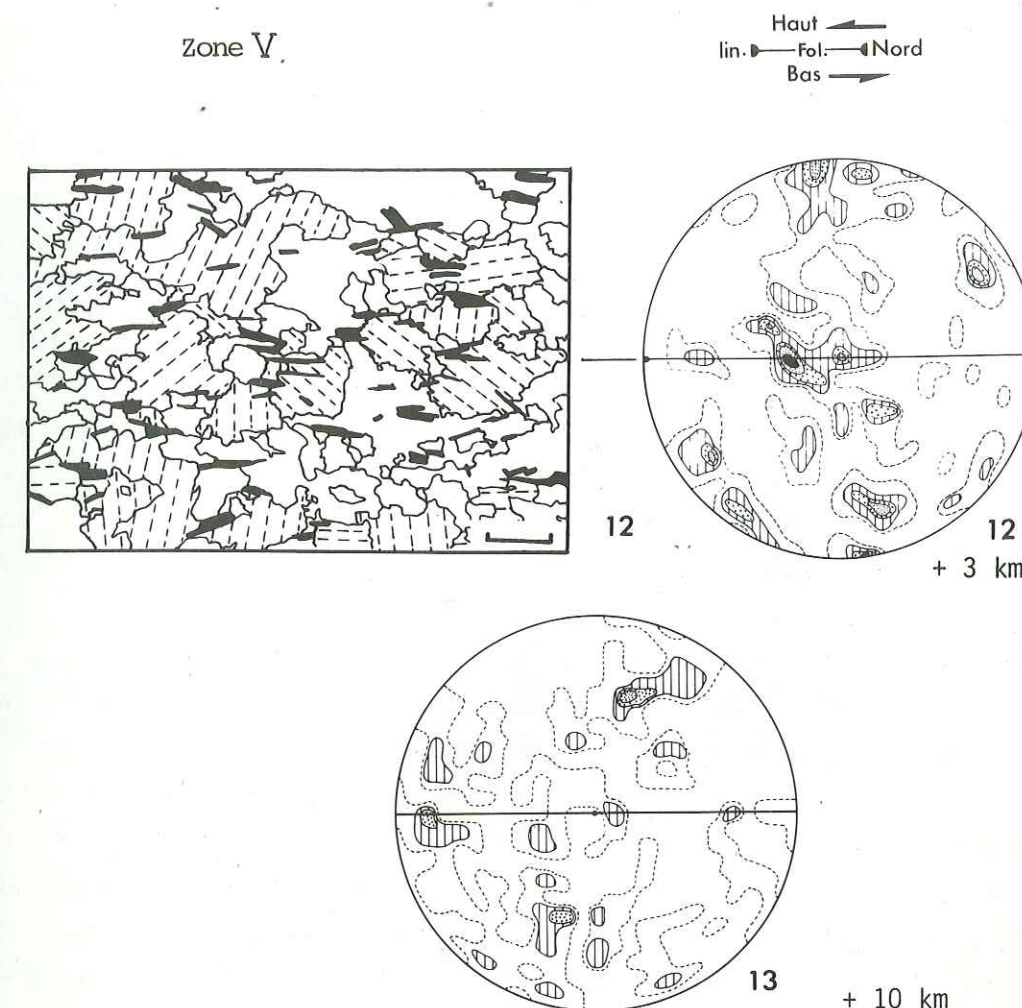


Figure III.9. : Microstructures à croissance exagérée.

- Schéma microstructural de l'échantillon n° 12 ; section XZ ; échelle : 1 mm ; (voir aussi la figure III.4.D.). Le tireté représentant la trace de l'axe C permet de suivre les contours des grains.

- Diagrammes d'orientation des axes C des échantillons n° 12 et 13 ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère. Echantillon n° 12 : section XZ ; 125 grains ; contours : 0.8, 1.6, 2.4, 3.2, maximum 4.0%. Echantillon n° 13 : section YZ, perpendiculaire à la linéation E-W des grands plis de la superstructure (séries tibétaines) ; 100 grains ; contours : 1.0, 2.0, 3.0 et 4.0%.

très semblables à celle que WILSON (1973) a décrites, et comme lui, nous les interprétons comme le résultat d'une recristallisation secondaire statique (recuit) dans ce contexte métamorphique de haute température.

III.2.6. VARIATION LONGITUDINALE DES DOMAINES MICROSTRUCTURAUX.

Une carte synthétique de la distribution, au Népal Central, des domaines microstructuraux définis précédemment est présentée par PECHER (1977) et reproduite en figure III.10. On en donne ici quelques commentaires relatifs à notre étude.

Dans la coupe de la Madi Khola, 20 km à l'Ouest de celle de la Sêti Khola, les isothermes indiqués par l'étude pétrographique sont plus serrés. Ceci explique que la limite domaine I/ domaine II, qui se situe à environ - 3 km dans la coupe de la Sêti Khola, remonte vers - 1.5 km, dans celle de la Madi Khola (voir en particulier la position de l'échantillon n° 5 en figure III.2.).

A l'Est des coupes précédentes, les isothermes s'incurvent vers le Sud : à un même niveau lithostratigraphique, la température est plus élevée. La conséquence la plus évidente est le décalage vers le bas du domaine des microstructures en mosaïques (domaine III) dans la coupe de la Burhi Gandaki, 100km à l'Est des coupes précédentes. Dans cette coupe, le domaine III montre des microstructures intermédiaires évoluant entre les microstructures en mosaïque allongée et celles à croissance exagérée : la mosaïque devient hétérogranulaire et irrégulière ; les joints de grains se courbent et montrent moins d'angles ; le nombre des grains de grande taille augmente avec le nombre des phyllites incluses dans les grains. Ceci montre que le domaine du recuit descend bien au-dessous de la base de la dalle du Tibet (il est déjà très net à - 1.5 km ; Ech. Burhi Gandaki n° 482), et indiquerait que la température est restée élevée, sinon supérieure, longtemps après la fin de la déformation (cf. III.2.2.).

Enfin, dans un même domaine géographique, l'évolution des microstructures varie avec les matériaux. C'est ainsi que le passage du domaine II au domaine III est plus "rapide" pour un matériau à grains détritiques originels plus petits et à impuretés moins nombreuses. C'est le cas de l'échantillon n° 7 (Fig. III.7.), à microstructure en mosaïque, et prélevé dans la même coupe et au même niveau par rapport au M.C.T. que l'échantillon n° 6, à microstructure à reliques porphyroclastiques (Fig. III.2.)

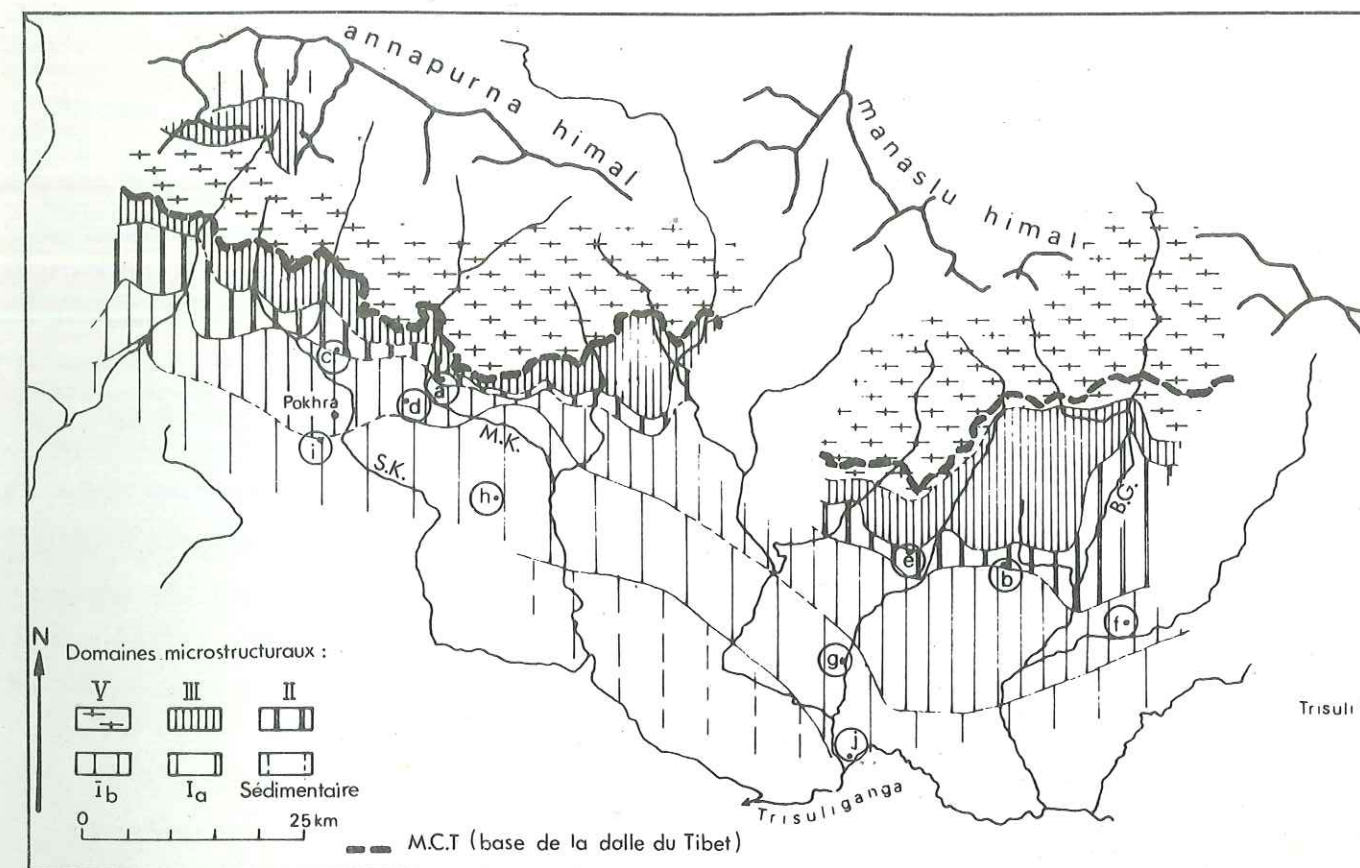


Figure III.10. : Carte des microstructures dans les niveaux riches en quartz au Népal Central (PECHER, 1977). Le domaine IV, à rubans, étroit et discontinu, n'a pas été représenté. Le domaine I est divisé en deux sous-domaines : Ia, se rapprochant du domaine à microstructure sédimentaire typique, est moins déformé que Ib (Fig. III.3.), proche du domaine II.

(a) à (j) : voir la figure III.3.. S.K. : Sêti Khola ; M.K. : Madi Khola ; B.G. : Burhi Gandaki.

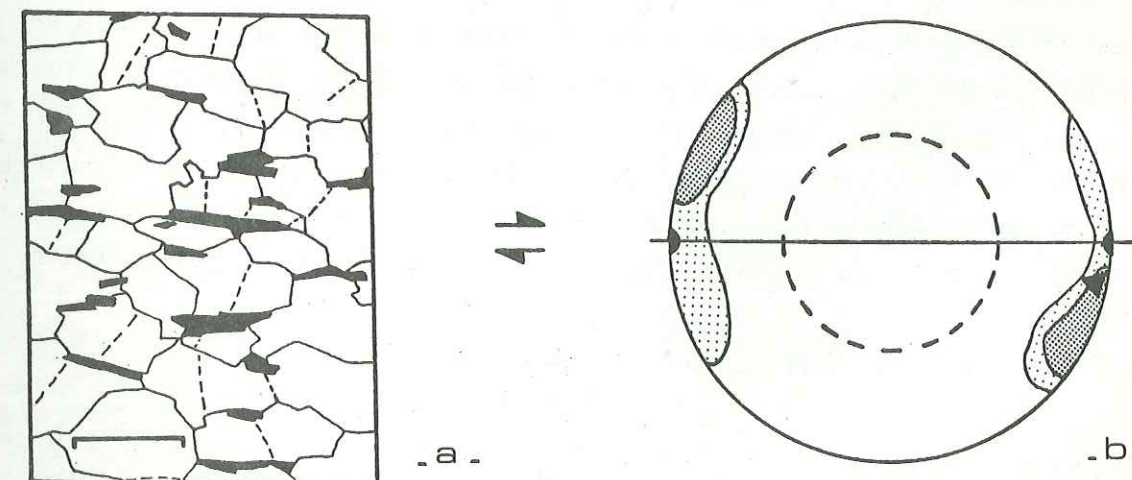


Figure III.11. : Sous-joints dans le domaine des microstructures en mosaïque allongée. Sections XZ. Les flèches indiquent le sens du chevauchement. a - Schéma microstructural ; échelle 0.1 à 0.5 mm ; remarquer la distribution des phyllites, et celle des sous-joints suturés par les joints de grain (points anguleux). b - Diagramme schématisé de l'orientation des pôles des plans de sous-joints visibles en section XZ ; Cercle pointillé : zone aveugle ; triangle : Meilleur Axe de la distribution.

III.3. EVOLUTION DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES C.

Les orientations préférentielles d'axes C sont aléatoires ou peu prononcées dans les domaines I et II (jusqu'à - 2 km), très prononcées dans les domaines III et IV (- 2 km ; 0 km), plus diluées à la base du domaine V (+ 2 km) et à nouveau aléatoires plus haut dans le domaine V (+ 10 km).

III.3.1. ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DANS LES DOMAINES I ET II.

(i) Dans le domaine des microstructures détritiques préservées, seuls les grains de grande taille (d'un ordre de grandeur supérieur aux grains de la matrice) ont été mesurés. Les diagrammes d'orientation préférentielle d'axes C sont diffus et parfois contradictoires (Fig. III.5.). Seul le diagramme de l'échantillon n° 1 est nettement sous-peuplé autour de X (comparer avec le diagramme d'un quartzite d'Angers faiblement déformé ; Fig. II.8a.).

(ii) Dans le domaine des microstructures à reliques porphyroclastiques, on a représenté séparément les orientations préférentielles des coeurs porphyroclastiques (1) et celles des nouveaux grains (2).

(1) Les diagrammes restent confus (Fig. III.6a.) et encore parfois contradictoires : les deux zones de faible densité d'axes C, autour de X dans le diagramme 4, correspondent à des zones de fortes densités dans les diagrammes 6 et 7. Dans le diagramme 4, la couronne épaisse faisant un angle élevé avec le plan XY pourrait annoncer les "couronnes croisées" des diagrammes caractéristiques du domaine des microstructures en mosaïque (III).

(2) Les diagrammes d'orientation d'axes C des nouveaux grains (Fig. III.6b.) montrent une nette tendance à la disposition en couronnes, caractéristique des diagrammes du domaine microstructural III. Les densités élevées autour de X, remarquables dans les diagrammes d'axes C des coeurs porphyroclastiques (Fig. III.6a.), sont ici remplacées par des densités faibles à nulles. Cette évolution est particulièrement nette dans l'échantillon n° 6 pour lequel les diagrammes d'axes C des coeurs porphyroclastiques (6P) et des nouveaux grains (6NG1 et 6NG2), sont construits à partir de la même collection de grains initiaux.

III.3.2. ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DANS LES DOMAINES III et IV.

(i) Dans le domaine des microstructures en mosaïque, les diagrammes d'orientation d'axes C montrent des couronnes croisées typiques, d'autant plus prononcées que l'on se rapproche du M.C.T. (Fig. III.7.). Ces couronnes croisées présentent en première analyse, un aspect géométrique proche de celui qui a été décrit dans les formations de l'axe ductile d'Angers (cf. II.2.2.2) ; elles montrent cependant les particularités distinctives suivantes :

- (1) la présence de deux maxima dans le plan YZ, symétriquement placés par rapport à Y, et reliés entre eux par une portion de grand cercle subperpendiculaire à X et passant par Y ;
- (2) ces maxima se prolongent par des portions de petits cercles entourant l'axe Z et symétriquement inclinés sur le plan XY.
- (3) les maxima sont souvent de forme triangulaire et font un angle variable avec Y (30° dans le diagramme 8 en Fig. III.7.). Les petits cercles autour de Z n'ont pas une forme nécessairement symétrique de part et d'autre du plan YZ.

La description précédente est assez semblable à celle que donne LISTER (1974), dans sa revue sur les orientations préférentielles d'axes C du quartz, pour les couronnes croisées qu'il classe dans le type I.

Ces diagrammes en couronnes croisées de la figure III.7. sont aussi très semblables à ceux que donnent HARA et al. (1973) dans l'étude de zones de cisaillement centimétriques du granite de Teshima.

Le terme de couronne reste en usage pour la simplicité de la description, mais correspond à l'adjonction de deux-demis petits cercles autour de Z et d'une portion de grand cercle passant par Y. On remarque enfin que dans bien des cas, les diagrammes ne permettent pas de distinguer ces "subtilités" géométriques probablement significatives, et peuvent aussi se décrire comme des couronnes de type II (cf. II.2.2.2.), c'est-à-dire comme des "grands cercles croisés".

Si les couronnes sont géométriquement à peu près symétriques par rapport au plan YZ, leur population respective ne l'est pas dans la majorité des cas. Cette observation est confirmée par les diagrammes en rose de la figure III.15. qui montrent aussi que la dissymétrie de population est statistiquement placée dans un sens unique par rapport au repère géographique. Ceci implique, dans les diagrammes d'axes C en section XZ, que la couronne la plus peuplée "pend" vers le Nord (Fig. III.7. et légende).

(ii) Dans le domaine des microstructures à rubans, les orientations préférentielles d'axes C sont très contrastées :

- (1) dans les rubans elles sont particulièrement prononcées (10R en Fig. III.8.). Elles sont constituées d'une couronne unique, inclinée de 20° à 30° sur le plan YZ, et correspondant à la couronne la plus peuplée des couronnes croisées décrites dans le domaine microstructural précédent.
- (2) Inversement, dans la matrice inter-rubans, les orientations d'axes C sont peu prononcées (10IR et 11 en Fig. III.8.). Dans l'échantillon n° 11 (Fig. III.8.), la microstructure est en totalité du type matrice inter-ruban (pas de rubans à l'échelle de l'échantillon) ; les axes C présentent une tendance à la disposition en couronnes avec des zones de faible densité autour des axes X et Z.

III.3.3. ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DANS LE DOMAINE V.

Dans le domaine des microstructures à croissance exagérée, les orientations préférentielles d'axes C, relativement prononcées à la base de la dalle du Tibet (Ech. 12 en Fig. III.9.), deviennent "aléatoires" vers le haut (Ech. 13 en Fig. III.9.). Dans l'échantillon n° 12 (+ 2 km), la large zone de faible densité d'axes C autour de X définit une distribution grossière en couronne épaisse subperpendiculaire à X, rappelant ainsi les diagrammes en couronnes du domaine III.

III.4. INTERPRETATION DES COURONNES D'AXES C.

On se limite ici aux domaines microstructuraux III et IV dans lesquels les couronnes sont nettement définies. L'étude de la sous-structure visible optiquement donne des indications irremplaçables sur la cinématique de la déformation ; elle apporte en outre des informations quant à l'orientation complète du quartz : l'orientation préférentielle des plans de la sous-structure permet de comprendre et d'interpréter les couronnes d'axes C (voir aussi § II.3.1.4.).

III.4.1. DESCRIPTION DE LA SOUS-STRUCTURE OPTIQUE.

Il s'agit essentiellement d'une sous-structure en sous-grains (cf. I.3.2.). Les lamelles de déformation et les bandes de pliage typiques sont rares.

(i) Dans les microstructures en mosaïque, outre des extinctions onduleuses, une majorité des grains montre des sous-joints, plans et parallèles entre-eux, relativement espacés à l'échelle du grain, et de part et d'autre desquels la désorientation de réseau est faible (quelques degrés) mais franche. L'espacement moyen des sous-joints bien formés en section XZ est de l'ordre de 100μ , dans l'échantillon n° 8, pour une taille moyenne de grains de $250 \mu \times 100 \mu$. Fréquemment, il n'y a qu'un seul sous-joint bien formé par grain (2 sous-grains). Les sous-joints sont toujours prismatiques et sont fréquemment suturés par les joints de la mosaïque avec lesquels ils forment des points triples (Fig. III.11.). Cette relation géométrique montre l'antériorité de la polygonisation de la sous-structure donnant naissance aux sous-joints visibles vis-à-vis de la migration des joints de grains (NICOLAS *et al.*, 1971), qui elle-même donne naissance à la mosaïque de grains. Ceci exclue donc l'hypothèse de l'acquisition de la sous-structure lors d'une petite déformation tardive.

(ii) Dans les rubans, la sous-structure en sous-grains est partout présente et constitue l'un des traits les plus remarquables de la microstructure (Fig. III.12). Les sous-joints sont nombreux, serrés, et participent aux extinctions onduleuses.

Les joints de grain sont plus irréguliers et plus dentelés que dans le domaine III ; un grand nombre d'entre eux sont ancrés aux points anguleux des joints (Fig. III.12.) ; on observe parfois des sous-joints non prismatiques, basaux pour la plupart, et localisés dans des domaines limités d'un grain ; quelques rares grains montrent des lamelles de déformation fines, serrées, peu lumineuses, lenticulaires et d'orientation subbasale (lamellae ? de TWISS, 1976 ; cf. I.3.1.1.). On pourrait penser que la présence de sous-joints serrés et irrégulièrement espacés, d'extinctions onduleuses et de lamelles, indique une déformation tardive, mineure, créant des flexions et des torsions des réseaux dont l'orientation est héritée de la déformation majeure. Ce serait incontestable si cette sous-structure était surimposée à une microstructure semblable à celle du domaine III, à mosaïque de joints et à sous-joints polygonisés que l'on observe dans des niveaux voisins : il n'y en a pas de trace.

Il semble raisonnable d'admettre que la polygonisation des sous-joints n'est pas complète et que la migration des joints de grains est peu développée. Ceci indiquerait que la déformation s'est poursuivie plus longtemps dans les niveaux à rubans que dans les niveaux en mosaïque, après peut-être que la température ait commencé à décroître (cf. III.2.2. et III.2.6.).

III.4.2. ORIENTATION PREFERENTIELLE DE LA SOUS-STRUCTURE.

L'examen des sections XZ montre, pour les microstructures en mosaïque, une double obliquité des normales aux sous-joints par rapport à la trace de la foliation, avec une nette prédominance suivant l'une des directions (Fig. III.11.). Dans les rubans, l'obliquité ne se réalise que dans un sens (Fig. III.12A et III.13.). En section YZ, et pour les deux types de microstructure, on observe une double obliquité par rapport à la trace du plan de foliation avec équivalence statistique de population suivant les deux directions (Fig. III.12B et III.13.).

Dans le cas typique des rubans, l'étude de la distribution des pôles des sous-joints montre que l'une des directions du plan basal est oblique d'environ 20° sur la direction X, une seconde (parmi les trois directions équivalentes* du plan (0001)), est grossièrement à 45° des axes Y et Z dans le plan YZ (Fig. III.13.).

* Ceci suppose que les sous-joints prismatiques sont de même nature cristallographique (voir § III.4.4.) : on s'appuie ici sur le fait que les maxima secondaires des pôles des sous-joints sont à peu près disposés à 60° (ou 120°) du maximum principal (Fig. III.13f.).

Il apparaît ainsi deux familles essentielles de sous-joints, l'une est subperpendiculaire à X, l'autre est en zone autour de X et fortement oblique sur le plan XY. L'observation des sections XZ ne fait apparaître que la première, celle des sections YZ, que la seconde. On a remarqué dans quelques cas que la désorientation moyenne de réseau de part et d'autre des sous-joints de la première famille est inférieure à celle qui apparaît de part et d'autre des sous-joints de la seconde famille ; ceci rapprocherait les sous-joints du dernier type des plans de pliage* (cf. I.3.2.). Une étude statistique reste à faire.

III.4.3. INTERPRETATION CINEMATIQUE DE LA SOUS-STRUCTURE.

On rappelle que (cf. I.3.2.) les sous-joints sont considérés comme la conséquence de la polygonisation de glissement pendant la déformation, accompagnée ou non de montée ; ils séparent des domaines faiblement désorientés par flexion ou torsion et sont visibles au microscope optique au-delà d'un certain angle ; la direction de réseau qui leur est perpendiculaire indique la direction de glissement intracristallin : cette direction est basale. D'autre part on a vu (cf. I.1.7.) que la distribution, dans le repère structural, des directions de glissement dans l'agrégat est liée à la géométrie de l'écoulement et à son régime.

Conformément aux observations du paragraphe précédent, une famille de pôles de plans de sous-joints est géométriquement "fixée" autour de X. Dans le cas des rubans au moins, dont la quasi-totalité des grains en section XZ montrent une orientation unique des sous-joints (Fig. III.12A.), ce maximum est placé d'un seul côté du plan XY (Fig. III.13.) et indique la direction principale de l'écoulement dans la roche. Dans le cas plus général où les pôles des sous-joints de cette première famille présentent une double distribution autour de X, on considère que la direction principale de l'écoulement est approximativement donnée par la valeur moyenne (= Meilleur Axe) de cette double distribution (Fig. III.11.). Quant aux sous-joints de la seconde famille, exprimés essentiellement par les sous-joints visibles en section YZ (Fig. III.12B.), ils représentent les deux autres directions du plan basal dont la liberté d'orientation est réduite. Leur distribution, dans un plan placé en zone autour du (ou des) maximum(s) proche(s) de X, dépend de la géométrie et du régime de l'écoulement dans la section subperpendiculaire à X (cf. III.4.5. et IV.2.2.).

* Cette observation, plus nette encore dans les quartzites de Maydan (cf. IV.2.2.), irait dans le sens, pour ces dernières, d'un aplatissement important suivant Z.

III.4.4. LES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES $\langle a \rangle$ (Fig. III.14.).

BAKER et WENK (1972) ont déterminé, au goniomètre de texture (cf. I.2.), l'orientation des axes $\langle a \rangle = \langle 11\bar{2}0 \rangle$ du quartz, dans une mylonite du Moine Thrust (CHRISTIE, 1963). L'orientation préférentielle des axes C est déterminée à la platine universelle ; elle est semblable à celle que l'on rencontre dans le domaine des microstructures en mosaïque (Fig. III.14a.) : couronnes croisées (de type I) avec nette prédominance de l'une des couronnes. L'orientation préférentielle des axes $\langle a \rangle$ et la comparaison avec celle des axes C correspondants montre que :

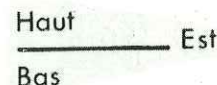
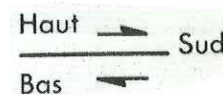
(1) les axes $\langle a \rangle$ dont l'axe C appartient à la couronne la plus peuplée (respectivement : la moins peuplée) se placent exclusivement autour du pôle α (respectivement : β) de la couronne correspondante d'axes C ; le maximum α est plus prononcé que β . Une étude plus récente étend cette relation géométrique à un échantillonnage plus important prélevé dans des quartzites du Moine Thrust (LUNARDI et BAKER, 1975) ;

(2) les deux autres axes $\langle a \rangle$ se distribuent selon le mode et la densité d'orientation indiqués par la figure III.14b et c.

Ces orientations d'axes $\langle a \rangle$ sont remarquablement semblables à celles que montrent les normales aux sous-joints optiquement visibles, aussi bien dans les échantillons montrant des couronnes croisées que dans les rubans (comparer les figures III.14b, d et e, cas d'une couronne unique). Cette similitude suggère fortement que les normales aux sous-joints sont des directions $\langle a \rangle$, c'est-à-dire que les sous-joints sont des plans prismatiques de seconde espèce $\{11\bar{2}0\}$.

III.4.5. RELATION AVEC LE CISAILLEMENT.

La distinction entre écoulement rotationnel et irrotationnel, déjà exposée aux paragraphes I.1.7. et II. 3.2.) est basée sur l'étude de la symétrie de la distribution des directions de glissement intracristallines par rapport aux axes structuraux. Dans le cas d'une distribution dissymétrique, le sens de l'obliquité détermine le sens du cisaillement (Fig. III.13.). Ainsi, dans les roches à rubans (Fig. III.12.), le plan XZ peut être considéré, dans la déformation à trois dimensions subie par la roche, comme une section dans laquelle la déformation plane est rotationnelle (mécanisme de cisaillement simple) et dont le sens est précisé sur la figure III.13. ; le plan YZ peut être considéré comme une section dans laquelle la déformation plane est irrotationnelle (mécanisme de cisaillement pur).



A - Section XZ. Les sous-joints, nombreux et serrés montrent une obliquité unique sur la linéation.

B - Section YZ. Les sous-joints montrent une double obliquité sur la trace du plan de foliation.

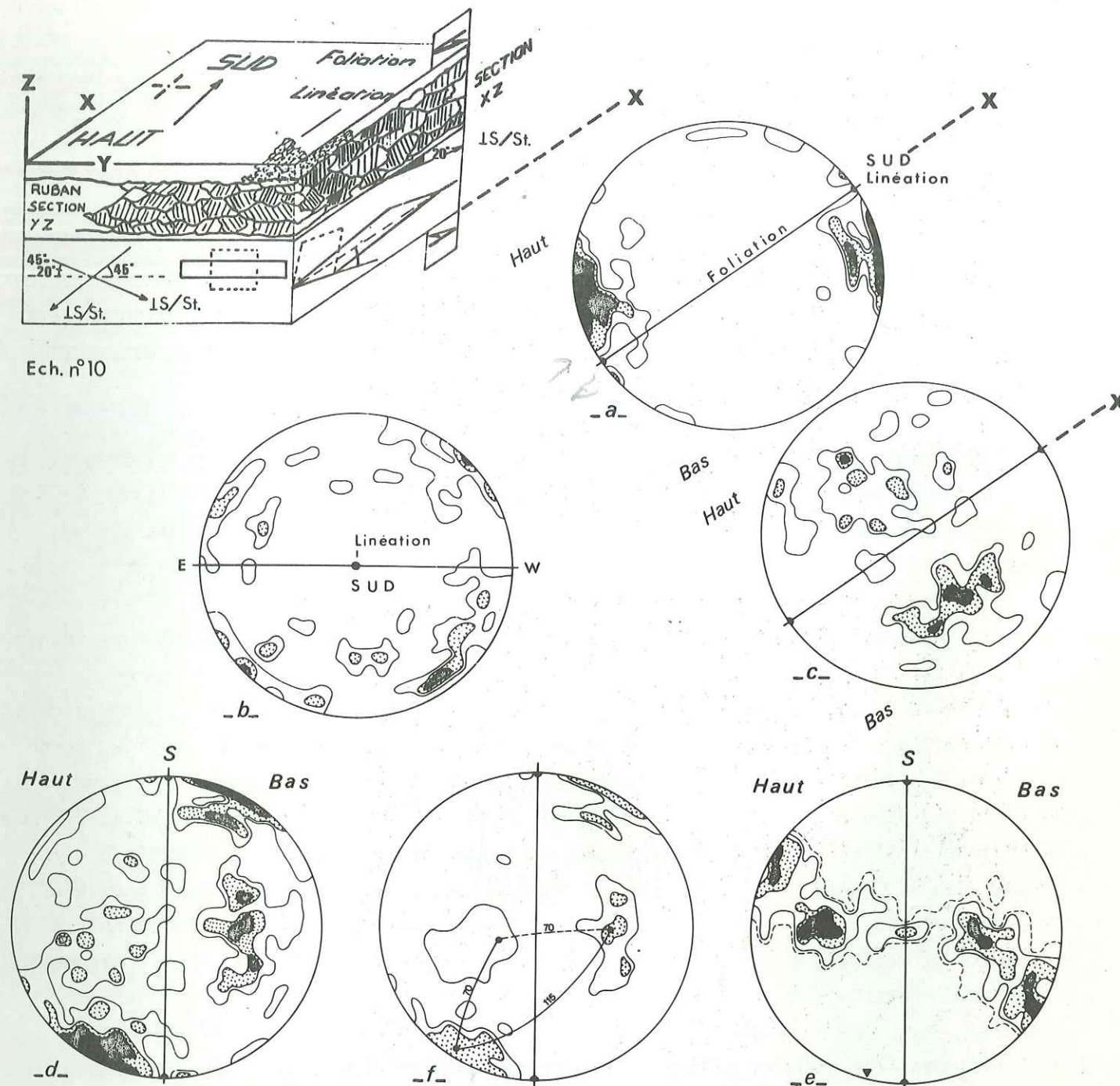


Figure III.13. : Les orientations préférentielles dans les rubans.

- Bloc diagramme de l'échantillon n° 10 (E 196* ; - 0,5 Km) ; le ruban d'épaisseur 1 mm environ donne l'échelle ; comparer avec la figure III.12.
- Diagrammes d'orientation : hémisphère inférieur ; surface de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère.

a à f : Orientation préférentielle des sous-joints :

- a - Section XZ : comparer avec la figure III.12A. ; pôles des sous-joints mesurables en section XZ ; 50 mesures ; contours : 2.0, 4.0, 6.0, 10.0, maximum 14.0% ; triangle = meilleur axe calculé de la distribution.
- b - Section YZ : comparer avec la figure III.12B. ; pôles des sous-joints mesurables en section YZ ; 70 mesures ; contours : 1.4, 2.8, 3.2%.
- c - Rotation de b - en section XZ.
- d - Section XZ : pôles de l'ensemble des sous-joints (a + c) ; 120 mesures ; contours : 0.8, 1.6, 2.5, 4.2, maximum 5.8%.
- f - Diagramme identique à d- : il précise la distribution angulaire des maximums des pôles des sous-joints.
- e - Orientation préférentielle des axes C. Section XZ ; 200 mesures ; contours : 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0% ; triangle = pôle du meilleur plan calculé de la distribution, confondu avec le meilleur axe de a-. On remarque que le maximum principal de la couronne est à 90° environ des maxima des pôles des sous-joints (d-).

Le sens du cisaillement suivant la linéation est conforme au mouvement relatif des plaques, tel que le chevauchement va du Nord vers le Sud.

III.4.6. INTERPRÉTATION DES COURONNES D'AXES C.

Les orientations préférentielles d'axes C en couronnes, si communes dans les tectonites, s'interprètent directement comme conséquence géométrique des orientations d'axes $\langle a \rangle$: les axes C se disposent perpendiculairement au maximum unique (i) ou double (ii) d'axes $\langle a \rangle$ oblique sur X.

(i) Une couronne unique d'axes C, inclinée d'environ 20° sur le plan YZ, traduit immédiatement le mécanisme de cisaillement simple et donne son sens (Fig. III.13.). La disposition des maxima d'axes C sur la couronne dépend de la distribution des autres directions $\langle a \rangle$ (cf. III.4.3.) et traduit l'intensité et le régime de la déformation plane en section subperpendiculaire à X ($\sim YZ$). Nous pensons que l'intensité de "l'écrasement" suivant Z, pouvant se surimposer au cisaillement suivant X, joue un rôle important dans la disposition de part et d'autre de Y et dans l'acuité des maxima sur la couronne. Une étude récente dans des métaconglomérats (LAURENT et ETCHECOPAR, 1977) appuie cette hypothèse. D'autre part, une dissymétrie de population des maxima de part et d'autre de Y, pourrait signifier l'existence d'une composante rotationnelle en section YZ, comme on l'analyse au paragraphe IV.2.2., dans des quartzites d'Afghanistan. LAURENT et ETCHECOPAR mettraient ainsi en évidence un déversement oblique sur la direction principale d'écoulement. EISBACHER (1970) présente des exemples typiques de couronnes uniques inclinées, dans des mylonites situées dans un milieu en cisaillement dont le sens, déterminé par l'analyse structurale et la forme dissymétrique des "yeux" de feldspath, est conforme à notre interprétation.

(ii) Dans les couronnes croisées symétriquement inclinées (ou presque) sur le plan de foliation, l'égalité statistique de population des couronnes reflète une déformation irrotationnelle pour laquelle la direction de l'écoulement dans la roche est confondue avec la linéation (X) ; l'inégalité indique une composante rotationnelle suivant X, dont l'intensité dépend de l'importance de cette inégalité et dont le sens se déduit directement de l'obliquité de la couronne principale. Dans ce cas, la direction de l'écoulement dans la roche se rapproche de la normale à la couronne principale et n'est donc plus confondue avec l'axe structural X. L'étude déjà citée de LUNARDI et BAKER (1975 ; §III.4.4.) constate que le sens de l'inclinaison de la couronne principale est lié au sens de cisaillement, et ceci de façon conforme à notre interprétation.

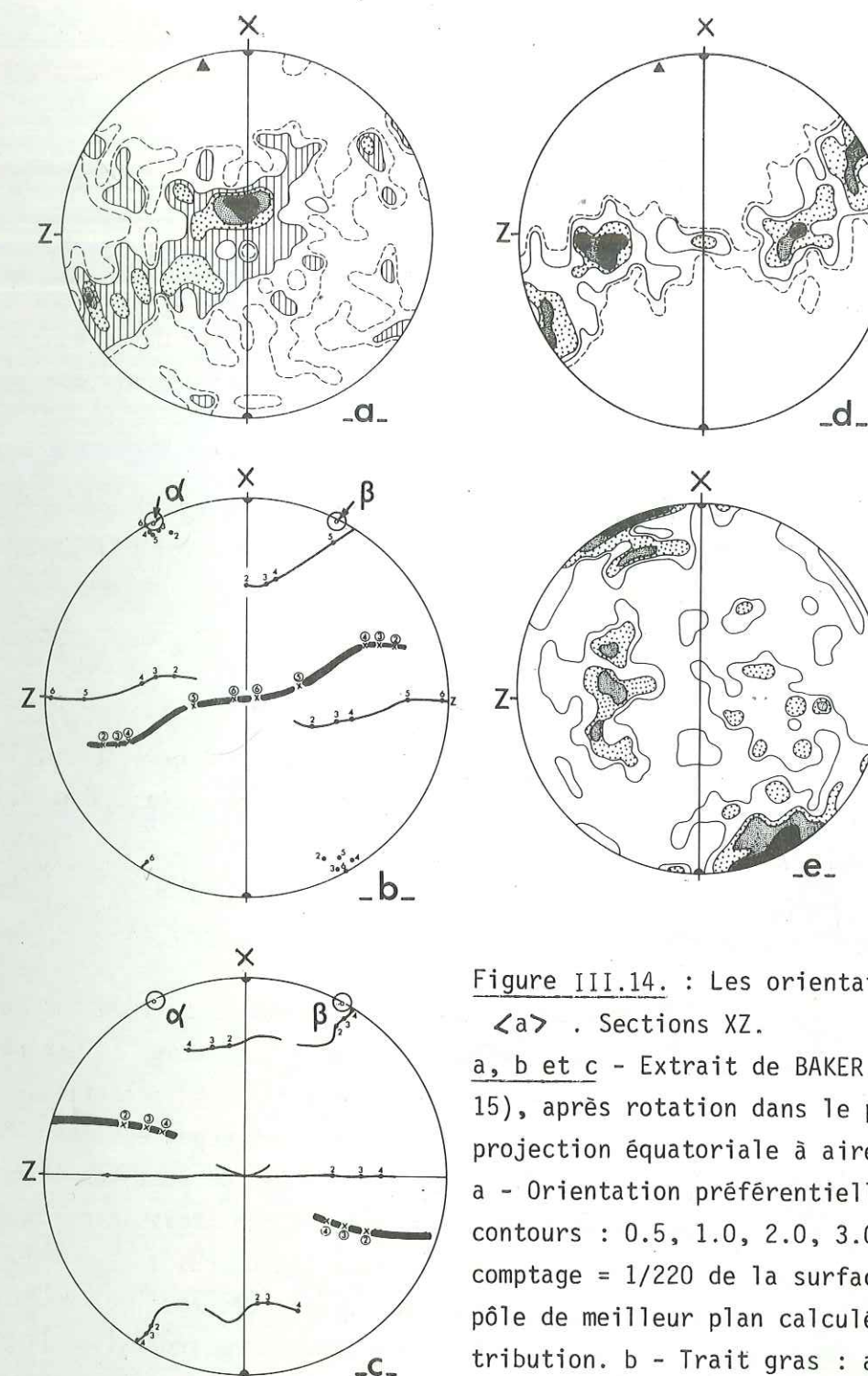


Figure III.14. : Les orientations préférentielles d'axes $\langle a \rangle$. Sections XZ.

a, b et c - Extrait de BAKER and WENK (1972 ; Fig. 14a et 15), après rotation dans le plan XZ ; hémisphère inférieure ; projection équatoriale à aires équivalentes.

a - Orientation préférentielle des axes C ; 206 mesures ; contours : 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0% ; aire de comptage = $1/220$ de la surface de l'hémisphère ; triangle : pôle de meilleur plan calculé pour l'ensemble de la distribution. b - Trait gras : axes C de la couronne principale ("skeleton line" n° III de BAKER and WENK) ; α = pôle de cette couronne ; points et trait fins :

axes $\langle a \rangle$ correspondants ; les chiffres indiquent les densités d'orientation dans la couronne et les positions correspondantes des axes $\langle a \rangle$. c - Couronne secondaire de pôle β ("skeleton line" n° IV) et axes $\langle a \rangle$ correspondants. d - Orientation des axes C de l'échantillon n° 10 ; couronne unique inclinée ; 200 mesures ; contours : 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0% ; triangle : pôle du meilleur plan calculé de la distribution.

e - Orientation des pôles des sous-joints de l'échantillon n° 10 ; 120 mesures ; contours : 0.8, 1.6, 2.5, 4.2, maximum 5.8%.

III.5. CONCLUSIONS.

Deux résultats essentiels se dégagent de cette étude.

1) Une zonation des microstructures du quartz de part et d'autre du M.C.T. On la relie à une zonation bien établie des isothermes du métamorphisme (cf. III.1.4. et V.1.2.) et à une zonation de l'intensité de la déformation, uniquement quantifiable dans les niveaux à porphyroclastes, et traduite par les orientations d'axes C dans les niveaux recrystallisés.

2) Une interprétation des couronnes d'axes C établies à travers l'étude des sous-joints et de leur distribution. Une statistique des obliquités de réseau (Fig. III.15.) confirment le bien-fondé de cette interprétation.

III.5.1. ORIENTATIONS PREFERENTIELLES ET MICROSTRUCTURES.

Contrairement au cas des matériaux déformés dans l'axe ductile d'Angers (Chap. II.), la séquence "himalayenne" ne permet pas de suivre l'évolution des porphyroclastes au-delà d'un taux de déformation modeste.

III.5.1.1. Les domaines à porphyroclastes.

Dans les domaines I et II, à grains initiaux conservés ou en reliques, la déformation est insuffisante pour permettre au réseau, par rotations interne (glissement) et externe conjuguées, de se placer en position favorable pour le glissement : les orientations préférentielles d'axes C restent peu prononcées. Certaines présentent cependant des concentrations d'axes C inattendues autour de X (Fig. III.5. et 6.) : on peut les interpréter comme résultant d'une augmentation progressive, par déformation croissante, du nombre des grains non favorablement orientés pour le glissement (globuleux; II.2.4.2.), et corrélativement, par la recrystallisation plus rapide des grains déformés qui nourrissent alors la matrice quartzreuse à grain fin. Cette matrice inter-porphyroclastes enregistrerait une part non négligeable de la déformation mais l'absence de marqueurs vrais empêche toute détermination quantitative. La déformation serait plus importante au sein de bandes plus phylliteuses, étroites (100-200 μ) à grain fin (10 μ x 50 μ ; Ech. n°6) et qui contournent les porphyroclastes en donnant un maillage souvent symétrique en section YZ et dissymétrique en section XZ. Cette dissymétrie de forme des grains est corrélée au sens de cisaillement (EISBACHER, 1970 ; PECHER, 1977 ; Fig. III.6.).

Un épisode de recrystallisation statique apparaît dans le domaine II où il s'accroît vers le haut : des nouveaux grains, équants et équidimensionnels, se développent en couches successives à partir de la périphérie du porphyroclaste en enveloppant un "cœur" porphyroclastique qui peut même disparaître. Les nouveaux grains sont fortement désorientés par rapport au cœur porphyroclastique (comparer les figures III.6a. et 6.). On pense que ces néoblastes sont hérités de sous-grains progressivement désorientés vers la périphérie du porphyroclaste au cours de la déformation (POIRIER et NICOLAS, 1975) : de tels sous-grains sont encore visibles dans les cœurs non recrystallisés. A ce stade de la déformation et de la recrystallisation, on note que les phyllites restent localisés à l'extérieur des anciens porphyroclastes.

III.5.1.2. Les domaines recrystallisés.

Dans les domaines III et IV, la microstructure d'origine disparaît et la distribution quasi-uniforme des phyllites dans la roche montre que des éléments chimiques ont pu diffuser aux joints de grains ; les quartzites ne sont alors constitués que de néoblastes qui, à la différence des précédents (cf. III.5.1.1.), montrent des orientations préférentielles de forme et de réseau. Il faut alors voir la déformation plastique comme un phénomène de déformation par glissement intracristallin conduisant progressivement à une orientation préférentielle de réseau, en même temps qu'à l'individualisation de nouveaux grains, plus petits que les précédents, qui eux-mêmes sont déformés et acquièrent une orientation préférentielle de réseau. La recrystallisation syntectonique est alors l'un des processus de la déformation plastique : elle est favorisée par l'accroissement de la quantité de déformation et par l'augmentation de la température, toutes deux croissantes vers le M.C.T. (comparer avec II.2.2.). On notera que, comme dans le cas des matériaux d'Angers, la recrystallisation devient importante à partir de la zone thermique à biotite.

Après la déformation les sous-joints et les joints se réorganisent et donnent respectivement la sous-structure polygonisée actuellement visible et la mosaïque de grains. La migration des joints semble limitée car ces derniers sont souvent subrectilignes et bloqués par les phyllites qui par ailleurs ne sont jamais incluses dans les grains. On peut attribuer à la recrystallisation par désorientation progressive des sous-grains (POIRIER et NICOLAS, 1975) la minorité de grains ne montrant pas de sous-structure héritée et dont la taille est inférieure à la taille moyenne des grains.

Dans le domaine V à croissance exagérée des grains, qui apparaît au-dessous du M.C.T. en certains endroits (cf. III.2.6.), les sous-structures héritées sont rares et la migration des joints est importante. Les joints sont amyboïdes, interpénétrés, et les phyllites sont fréquemment incluses dans les grains. Certains grains se développeraient préférentiellement à d'autres ; ceci rendrait compte :

- 1) de la disparition progressive des sous-structures héritées.
- 2) des orientations préférentielles d'axes C diluées, mais rappelant fortement celles du domaine III, au moins à faible distance au-dessus du M.C.T., domaine où la déformation (et donc l'orientation préférentielle) a dû être importante.

A plusieurs kilomètres au-dessus du M.C.T., les microstructures sont très semblables mais les orientations préférentielles d'axes C sont aléatoires : le recuit secondaire s'est imprimé sur une roche peu déformée ou non déformée.

III.5.2. STATISTIQUE DES OBLIQUITES DE RESEAU.

Au paragraphe III.4.3., on relie l'obliquité de la couronne principale d'axes C au sens de cisaillement de la composante rotationnelle de la déformation, conséquence de l'obliquité des axes $\langle a \rangle$ de glissement prédominant. Les plans de glissement associés sont probablement le plan basal (0001) et le plan prismatique $\{10\bar{1}0\}$, ce dernier étant plutôt responsable des concentrations d'axes C proches de Y (cf. II.3.2.).

La figure III.15. présente une statistique des obliquités de la trace de plan (0001) sur le plan XY, sous la forme de diagrammes en rose des sections XZ (cf. I.2.) orientés dans le repère géographique. L'inégalité de population des ailes des diagrammes indiquent un sens de cisaillement :

- conforme au sens du chevauchement dans 13 cas sur 16 (a à m). Le cas en m est confirmé par une mesure globale à l'aide d'une cellule photoélectrique.
- douteux dans 1 cas (n = diagramme n° 8 de la figure III.7.)
- opposé au sens du chevauchement dans 2 cas sur 16 (o et p ; p = diagramme n° 9 de la figure III.7.).

Si l'on ajoute le cas du diagramme n° 9' (Fig. III.7.), et celui de la couronne unique des rubans (Fig. III.8.), 15 cas sur 18 sont conformes au sens du chevauchement. L'étude actuelle d'un échantillonnage récent confirme encore cette proposition (plus de 25 cas sur 30 ; A. PECHER, com. orale).

Les cas de cisaillement opposés au sens de chevauchement pourraient être dus à des changements de signe du gradient de déformation apparaissant à la faveur d'hétérogénéités locales. Appliquée à l'étude des zones de cisaillement, cette méthode doit donc rester statistique.

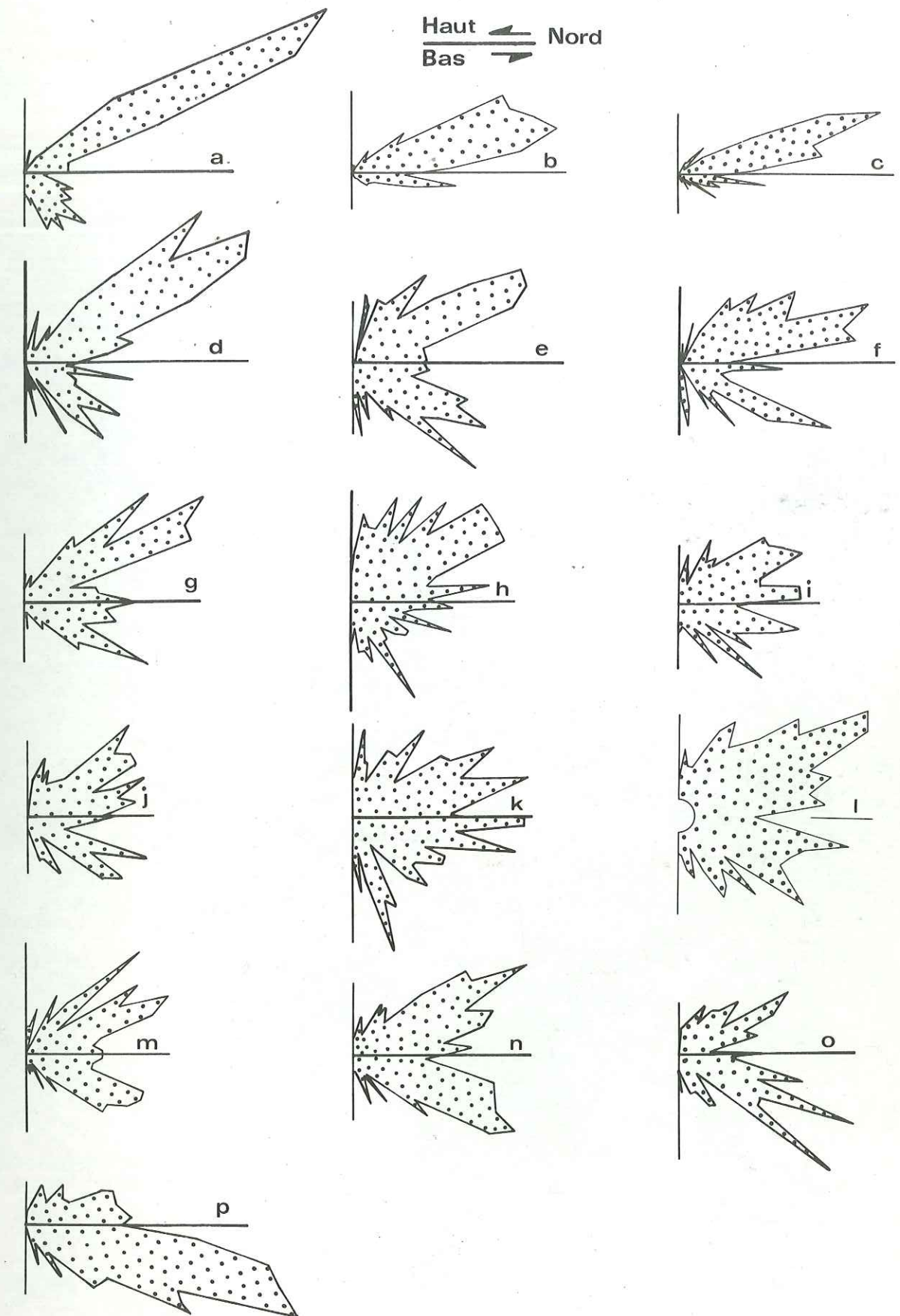


Figure III.15. : Statistique des obliquités de réseau dans les domaines III. et IV. Diagrammes en rose donnant la distribution des traces des plans (0001) des grains en section XZ. Le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la figure ; sa trace est soulignée par le trait horizontal de référence qui est aussi parallèle à la linéation. 180 à 240 mesures par diagramme.

CHAPITRE IV

LA ZONE DUCTILE DE MAYDAN

La position géostructurale remarquable de la zone de Maydan (Afghanistan) apparaît dans l'encadré au Nord-Ouest de la carte en figure III.1a. : au niveau de ce "noeud" situé à l'Ouest de la virgation brutale du bâti himalayen au niveau du méridien 75 E, viennent converger sur quelques kilomètres les principales structures des séries sédimentaires de l'Afghanistan Central. J'ai effectué en Juillet 1975, une étude structurale et un échantillonnage systématique des formations de ce domaine resserré, sous la direction de J. BLAISE, et avec la collaboration de A. NICOLAS et J.P. POIRIER. Cette étude a été réalisée grâce à un crédit spécial du C.N.R.S. et techniquement rendue possible grâce au dévouement de J. CARBONNEL, responsable à Kabul de la Mission Permanente, ainsi qu'à la compréhension des autorités afghanes. A la suite d'une présentation générale s'appuyant essentiellement sur BLAISE et al. (sous presse) et NICOLAS et al. (sous presse), les développements qui suivent sont axés sur l'étude des niveaux riches en quartz et sur l'interprétation cinématique que l'on peut en déduire, en supposant connus les éléments développés dans les chapitres précédents.

IV.1. CADRE GEOLOGIQUE

La description générale des structures de l'Afghanistan Central sera suivie d'une étude plus détaillée du "noeud" de Maydan-Surpul.

IV.1.1. GENERALITES.

Les Montagnes Centrales d'Afghanistan (BLAISE et al., sous presse), sont composées de longues structures plissées, de direction NE-SW (Fig. IV.1.), affectant les séries paléo-

zoïques et triasiques, diversement métamorphiques, ainsi que localement leur soubassement précambrien rétro-morphosé dans le faciès schistes verts. L'activité tectonique responsable de cette structuration s'est développée depuis la limite Jurassique-Crétacé jusqu'au Miocène. Elle est accompagnée d'activités volcaniques (Crétacé-Tertiaire) ainsi que d'importantes granitisations, datées de 140 (exceptionnellement 200) à 20 M.A., et dont les plus récentes jalonnent l'axe de Maydan s.str. et le noeud de Maydan-Surpul.

L'ensemble est limité à l'Est par la faille de Chaman-Arghandeh dont le sens senestre de décrochement est attribué au déplacement du continent indien vers le Nord.

Vers le Nord-Est, les structures précédentes se resserrent et s'infléchissent en direction Est-Ouest où elles se fondent, successivement d'Ouest en Est, dans l'accident de Maydan. Le sens de la virgation indique cartographiquement le jeu dextre de ces structures. L'ensemble passe vers l'Est dans le "noeud" de Maydan-Surpul, un coin dessiné sur la carte (Fig. IV.1.) et situé entre les structures de l'Indu-Kuch, au-delà des Monts de Paghman, au Nord et celles de l'Afghanistan du Sud-Est au-delà de la faille de Chaman-Arghandeh. Dans ce noeud viennent aussi converger d'autres accidents, semblables à celui de Maydan, d'orientation SSW-NNE, et dont l'étude de l'extrémité nord est incluse dans celle de la zone de Maydan.

La zone ductile de Maydan s.str. s'étend à partir de la localité d'Argandeh (A en Fig. IV.1a.), à 20 km environ à l'Ouest de Kabul, jusque vers Penjao, 130 km plus à l'Ouest ; son prolongement occidental à partir de Penjao n'est pas reconnu avec précision.

IV.1.2. DONNEES STRUCTURALES DE TERRAIN.

Le domaine d'étude est limité au quadrant Sud-Ouest autour du noeud de Maydan-Surpul (de centre A en Fig. IV.2.), sur un rayon de 30 km environ. La coupe de Katasang (K en Fig. IV.2., et Fig. IV.3.) a fait l'objet d'une étude particulièrement fine. La carte et la coupe géologiques (Fig. IV.1.) montrent la convergence des formations lithologiques qui adoptent en direction de l'Est, un fort pendage vers le Nord. Cette convergence est illustrée

Figure IV.1. : Schémas structuraux de la région de Maydan.

a - La zone ductile de Maydan s. str. se développe en Est-Ouest à la latitude de Kabul, elle est associée à un métamorphisme à gradient de température relativement élevé : pointillés et hachures ; à l'Est, elle converge avec d'autres zones ductiles orientées SSW-NNE. 1 : Formations paléozoïques ; 2 : Précambrien ; 3 : Granites ; 4 : Gneiss granitiques et migmatites ; a : Domaine non métamorphique à faiblement métamorphique (faciès schistes verts) ; b : Domaine du faciès amphibolite ; G : Gardan Diwal ; J : Jalez ; A : Arghandeh ; P : Paghman.

b - Bloc diagramme correspondant. Figurés identiques à a-, excepté dans 1 : où sont représentés les niveaux à quartzites (Q) et à marbres (m).

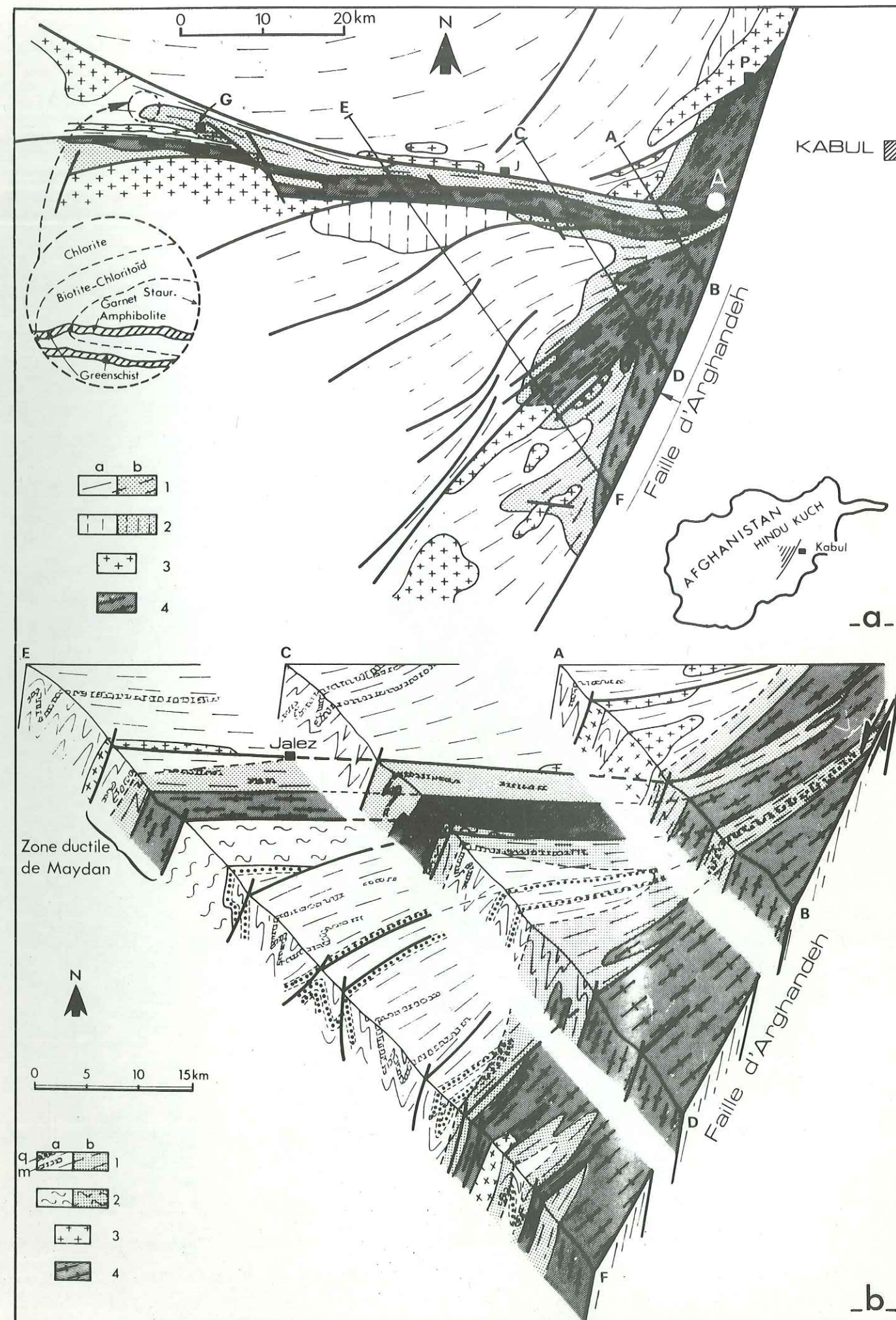


Figure IV.1.

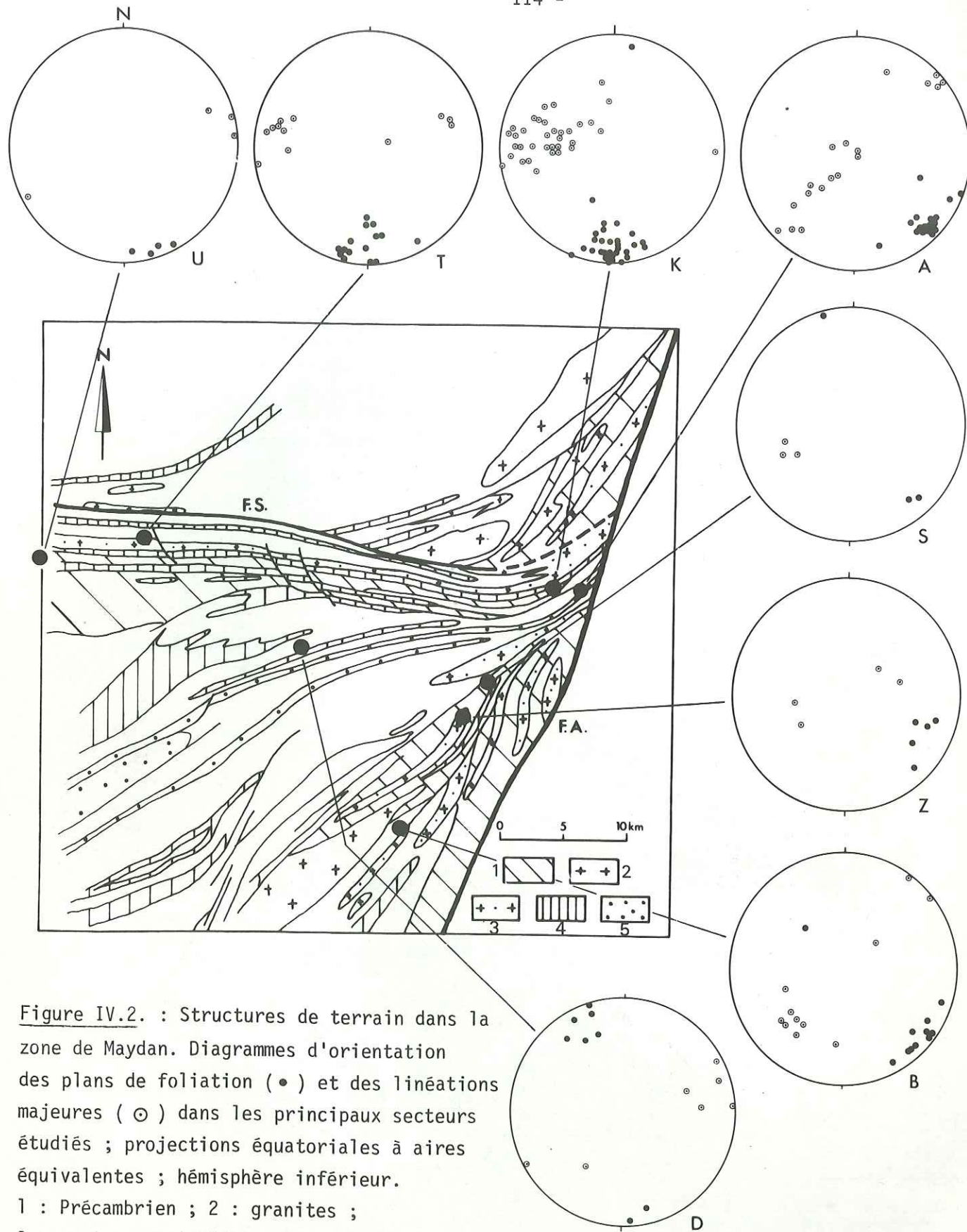


Figure IV.2. : Structures de terrain dans la zone de Maydan. Diagrammes d'orientation des plans de foliation (•) et des linéations majeures (⊙) dans les principaux secteurs étudiés ; projections équatoriales à aires équivalentes ; hémisphère inférieur.

1 : Précambrien ; 2 : granites ;
3 : gneiss granitoïdes ; 4 : calcaires et cipolins ; 5 : grès et quartzites du Cambro-arénigien.

F.S. : faille de Siah-Sang ; F.A. : faille d'Arghandeh ; U : Unay ; T : Takona ; K : Katasang ; A : Arghandeh ; S : Sirindel ; Z : Zamankhil ; B : Badam-Kalay ; D : Dadal-Sadmarda.

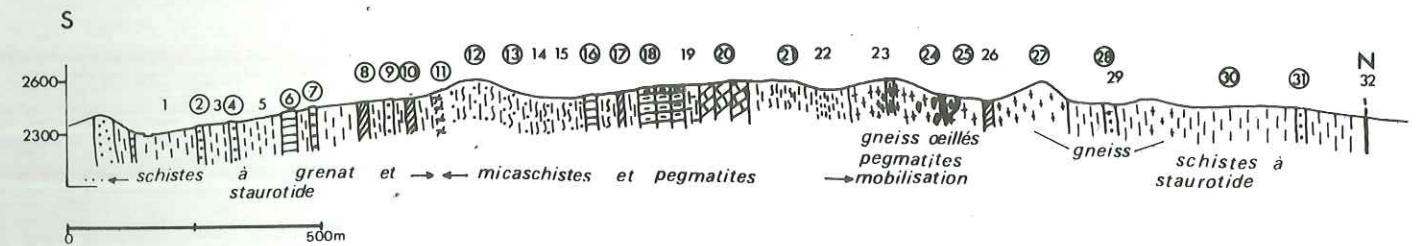


Figure IV.3. : La coupe de Katasang.

○ : prélèvement d'échantillons.

Les mesures structurales (foliation et linéation majeure) apparaissent sur le diagramme K en figure IV.2. 1 : micaschiste à staurotide ; 2 : quartzite ; 3 : micaschiste à staurotide ; 4 : quartzite ; 5 : micaschiste à grenat ; 6 : marbre jaune ; 7 : quartzite ; 8 : amphibolite ; 9 : quartzite en plaquettes ; 10 : amphibolite puis micaschiste à grenat ; 11 : pegmatite broyée ; 12 : micaschiste et quartzite avec pegmatite ; 13 : large bande de pegmatite ; 14 : micaschiste et quartzite dans pegmatite ; 15 : micaschiste quartzitique avec lentille de pegmatite et amphibolite ; 16 : marbre ; 17 : amphibolite ; 18 : marbre ; 19 : calc-schiste ; 20 : série calcaro-amphibolique ; 21 : micaschiste et pegmatite ; 22 : micaschiste à sillimanite déformée et pegmatite ; 23 : gneiss ocellés et pegmatite ; 24 : gneiss et pegmatite plissés ; 25 : gneiss migmatitique plissé ; 26 : amphibolite ; 27 : gneiss clair ; 28 : schiste à staurotide et pegmatite ; 29 : quartzite rubanné ; 30 : schiste à grandes staurotides déformées ; 31 : quartzite dans schiste à staurotide ; 32 : faille de Siah-Sang.

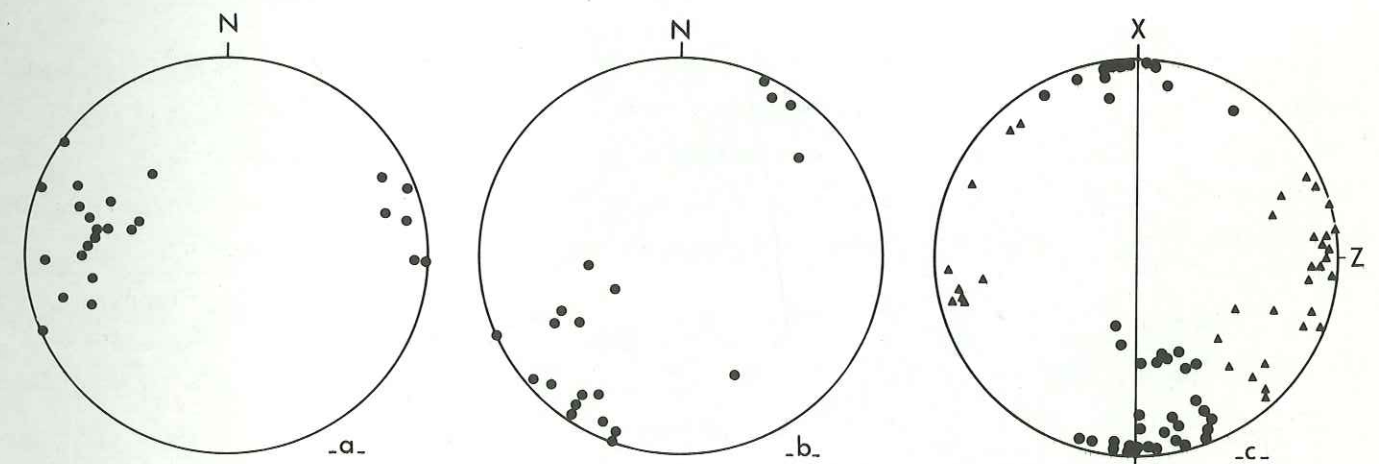


Figure IV.4. : Plans de débit ouverts subperpendiculaires à la linéation majeure.

a- Pôles des plans de débit dans les domaines de Unay, Takona et Katasang (U, T et K en Fig. IV.2) ; 25 mesures.

b- Pôles des plans de débit dans les domaines de Arghandeh, Sirindel, Zamankhil, Dadal-Sadmarda et Badam-Kalay (A, S, Z, D et B en Fig. IV.2.) ; 20 mesures.

c- Les pôles des plans de débit (•) des diagrammes a et b sont reportés dans le repère XYZ : la linéation majeure et la trace du plan de foliation sont en N-S.

▲ : orientation du Nord, à droite, ou du Sud à gauche du plan de foliation. Cette représentation met en évidence une obliquité préférentielle des pôles de plans de débit d'un côté de la linéation.

dans le paysage de la coupe de Katasang, par le resserrement des flancs d'un anticlinal armé de niveaux quartzitiques : leur espacement diminue progressivement sur 15 Km d'Ouest en Est, de 3 Km à 400 m environ (figuré n° 5 en Fig. IV.2.). D'une façon générale l'intensité de la déformation croît de l'Ouest vers l'Est ; elle est maximum dans le "noeud" de Maydan-Surpul (ou domaine Katasang-Sirindel en Fig. IV.2.). L'intensité de la déformation est estimée par la mesure des axes de forme, 1°) des ellipsoïdes ferrugineux que peuvent contenir certains schistes ou quartzites impurs, et 2°) des enclaves dans les orthogneiss. Au niveau du noeud de Maydan-Surpul et dans la zone de Maydan s.st., les axes $X : Y : Z$ des ellipsoïdes ferrugineux atteignent $20 : 5 : 1$, et les enclaves $6 : 3 : 1$; dans les zones ductiles d'orientation NNE-SSW (Zamankhil en Fig. IV.2.), les enclaves dans un granitoïde montrent des rapports d'axes de l'ordre de $10 : 5 : 1$: Ces estimations de la déformation sont du même ordre de grandeur que celles que donnent les calculs établis à partir de la carte.

Les plans de foliation épousent les surfaces lithologiques : ils sont subverticaux à fortement pentés vers le Nord (Fig. IV.5.). Dans certains niveaux grenus hétérogènes (micaschistes feldspathiques par exemple), la foliation est reprise par des plans S' , délimitant des amandes centimétriques en section XZ, et donnant une linéation d'intersection subverticale.

Les linéations majeures sont : - essentiellement des linéations minérales d'étirement (quartz, feldspath, staurotide, tourmaline, parfois amphibole) - accessoirement, des linéations d'axes de plis serrés admettant le plan de foliation pour plan axial, ainsi que des linéations d'intersection avec ces plis, ou d'intersection avec des niveaux à fines variations lithologiques. Ces linéations sont en moyenne faiblement pentées vers l'Ouest (20 à 30°), avec une répartition en deux classes : (1) pendage faible, subhorizontal à 30° maximum, dans les formations sédimentaires diversement métamorphiques ; et (2) pendage prononcé, supérieur à 20° , dans les formations anatectiques, gneissiques et dans les granitoïdes (Fig. IV.5.). Des linéations plus fortement pentées viennent parfois se surimposer aux précédentes : ce sont des linéations de fines crénulations dans les schistes, d'axes de plis décimétriques en genoux (kinks), d'axes de plis ouverts dans les cipolins, ou d'intersection S/S' dans certains niveaux grenus hétérogènes.

On a aussi relevé, comme dans l'axe ductile d'Angers (cf. II.1.2.6.), la présence systématique de plans de débits, ouverts le plus souvent, plus rarement remplis de quartz, et d'orientation subperpendiculaire à la linéation majeure (Fig. IV.4.). Ces plans sont d'autant plus serrés et mieux réglés que la linéation est plus prononcée ; ils sont aussi subparallèles à des fractures lisibles sur la carte (Fig. IV.2.), faiblement décrochantes

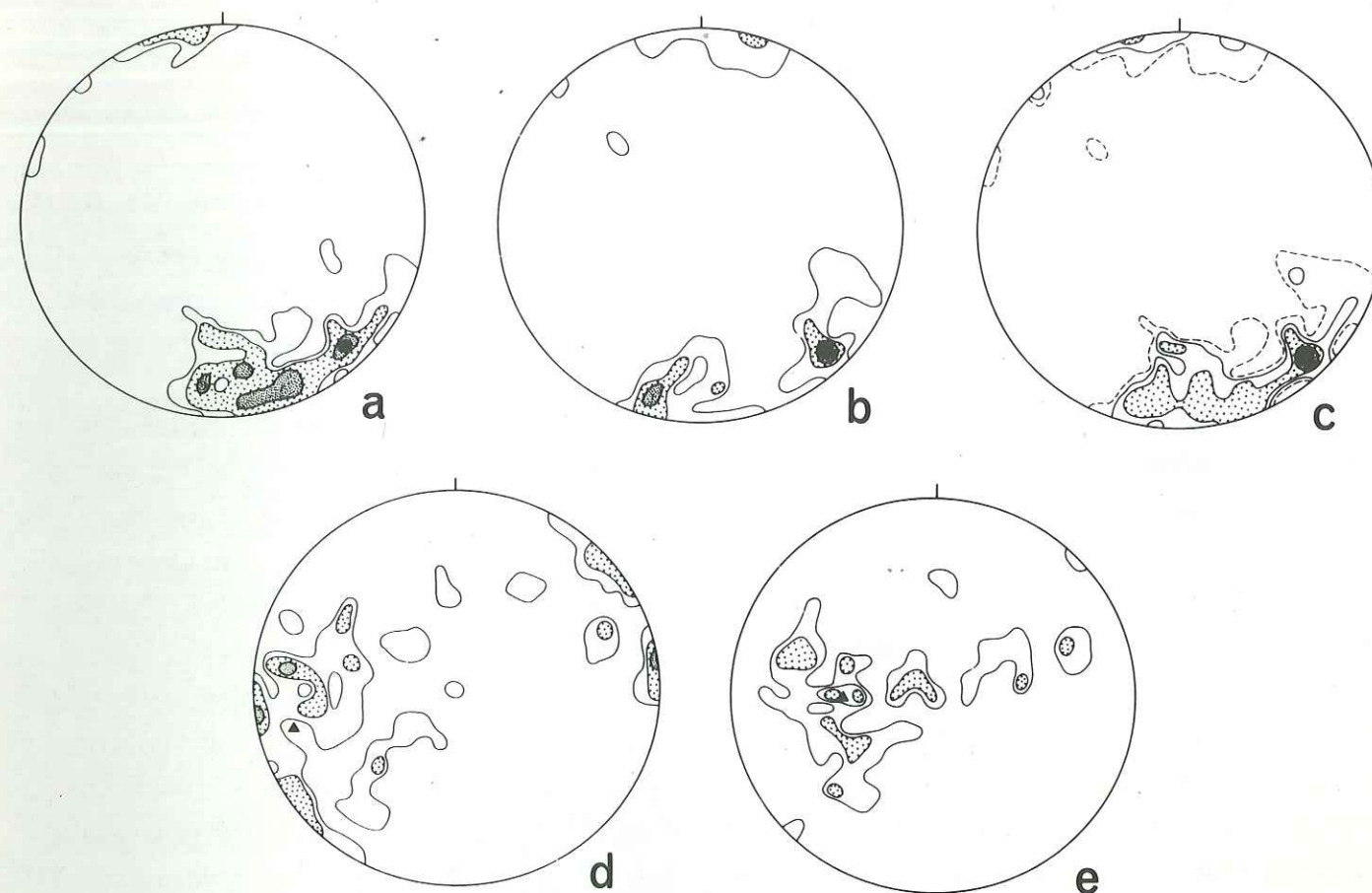


Figure IV.5. : Les foliations et les linéations majeures dans la zone ductile de Maydan.

Projections équatoriales à aires équivalentes ; hémisphère inférieur ; aire de comptage : $1/220$ de la surface de l'hémisphère ; contours : 1.0 (tirets), 2.0, 4.0, 8.0 et 12%.

a - pôles des plans de foliation dans les formations sédimentaires diversement métamorphiques mais non mobilisées (61 mesures).

b - pôles des plans de foliation dans les gneiss granitiques, pegmatitiques et migmatitiques (41 mesures).

c - Somme des diagrammes a et b (102 mesures)

d - Linéations minérales et linéations d'allongement dans les formations non mobilisées (58 mesures). Triangle : meilleur axe de la distribution, de plongement 20° vers l'Ouest.

e - Linéations minérales et linéations d'allongement dans les gneiss granitiques, pegmatitiques et migmatitiques (47 mesures). Triangle : meilleur axe de la distribution, de plongement 52° vers l'Ouest.

de sens dextre. La rotation des pôles de ces plans dans le repère structural, effectuée de telle sorte que le repère géographique subisse la rotation minimale, montre pour l'ensemble de la région une obliquité préférentielle des plans de débit d'un côté du plan de foliation (Fig. IV.4c.). Si l'on admet que ces plans apparaissent parallèlement à la contrainte principale (fentes de tension), cette dernière est alors en moyenne subhorizontale et de direction NNW à NW (comparer avec la figure IV.11b.). On pourrait voir là l'enregistrement, en domaine fragile, du prolongement tardicinématique du régime régional des contraintes (cf. IV.3.2.).

IV.1.3. METAMORPHISME, MOBILISATION ET GRANITISATION.

La carte du métamorphisme, établie par BLAISE (1972), indique un métamorphisme de gradient thermique relativement élevé. Il est axé sur la zone de Maydan s.str. et sur les zones de même type de direction NNE-SSW (Fig. IV.1). Perpendiculairement à l'axe de ce métamorphisme "de position", on traverse successivement et sur une distance kilométrique (Fig. IV.1a.), les isogrades -chlorite-chloritoïde-biotite-grenat-staurotide, et -sillimanite au niveau de l'axe de la zone ductile.

Des produits de fusion partielle apparaissent dans la zone axiale : d'abord diffus dans les schistes métamorphiques, puis plus évidents et plus importants en volume dans l'axe même de la zone axiale où ils s'expriment, parallèlement à la structure générale, sous forme de pegmatites et de bandes granitoïdes très feldspathiques. Ces niveaux de mobilisation sont plus ou moins déformés et gneissifiés après leur mise en place. Dans la coupe de Katasang (Fig. IV.3.), on a pu mettre en évidence deux épisodes de mobilisation : le premier, caractérisé par des dikes granitiques à amphibole, plissés et repris par des pegmatiques à feldspaths potassiques ; ces pegmatites sont injectées parallèlement à la foliation et dans le plan axial des plis précédents, et sont elles-mêmes déformées parallèlement à la déformation générale. La fusion partielle syntectonique est remarquablement illustrée dans les formations gneissiques de Sirindel (S en Fig. IV.2.), à structure linéaire pentée à 45° vers l'Ouest et formant des "tuyaux". Dans ces formations, perpendiculairement à la linéation, se développent par places des fentes de tension de quelques millimètres de largeur, distantes de 10 à 15 mm, et remplies de matériel leucogranitique en continuité minérale avec le matériel moins feldspathique et plus phylliteux situé entre les fentes de tension (Fig. IV.6.).

On rappelle ici que l'une des observations importantes liées à la mobilisation est le plongement important des linéations dans les niveaux mobilisés (gneiss granitiques), ou magmatiques probablement déformés à l'état visqueux (granites, pegmatiques) ; dans les niveaux adjacents non mobilisés, l'orientation de la foliation reste identique, mais le pendage des linéations est faible (Fig. IV.5.).

IV.2. ETUDES DES NIVEAUX A QUARTZ.

Les principaux niveaux contenant du quartz ont été échantillonnés le long des coupes étudiées (Fig. IV.2.). Ce sont soit des quartzites, soit des formations de micaschiste, de gneiss, de granitoïde ou de pegmatite, soit enfin des lits quartzeux inclus dans des amphibolites (Fig. IV.3.). Les résultats présentés ci-dessous, relatifs aux microstructures et aux orientations préférentielles mesurées à la platine universelle, ne concernent que les quartzites relativement purs et certains gneiss riches en quartz.

IV.2.1. LES MICROSTRUCTURES.

Les niveaux présentant clairement des microstructures sédimentaires héritées (cf. III.2.1.) correspondent à des régions non métamorphiques où la déformation est faible ; ils sont localisés au cœur de la région d'étude (coupe de Dadal-Sadmarda ; D en figure IV.2.) entre les couloirs ductiles de Arghandeh-Badam Kalay au Sud-Est, et celui de Maydan s.str. au Nord. Les microstructures ressemblent à celles qui sont présentées en figures II.7A. et III.4A. Se rapprochent aussi de ce type de microstructure certains quartzites feldspathiques à grain originel très fin, fortement déformés à température modérée. C'est le cas de certains niveaux de la coupe d'Arghandeh, dans le domaine métamorphique des schistes à staurotide (Fig. IV.7A.), dont la microstructure rappelle aussi celle de la matrice inter-rubans des quartzites du Népal (cf. III.2.4.). La taille du grain est du même ordre ($X : Z \sim 30 \times 80 \mu$), mais on note ici la présence de sous-joints et de pliages très serrés, ainsi que de néoblastes de petite taille ($< 30 \mu$).

Les microstructures les plus fréquentes (Fig. IV.7B et C se rapprochent de celles que montrent les quartzites du Népal, du type mosaïque aplatie en rubans (cf. III.2.3. et III.2.4.). Les joints de grains sont cependant plus irréguliers et plus dentelés, indiquant que la restauration est moins avancée. Les sous-joints toujours prismatiques, sont aussi moins bien polygonisés, plus nombreux et serrés. Contrairement aux quartzites du Népal où la taille du grain montre une distribution unimodale, on observe fréquemment ici la présence de néoblastes de petite taille inclus dans les grains de la mosaïque ou situés à leur périphérie. Enfin, la taille moyenne du grain des quartzites en mosaïque de Maydan est beaucoup plus variable, et en moyenne plus petite, que dans les quartzites du Népal : la différence de taille peut atteindre un facteur de 10 dans des quartzites présentant des impuretés en quantité équivalente. La richesse en impuretés limite en effet la taille des grains de la mosaïque ; elle commande aussi l'apparition de rubans qui se développent à la faveur d'alternances de lits purement quartzeux dans un milieu plus riche en impuretés et présentant une microstructure en mosaïque typique (Fig. IV.7C.). On peut penser que ces alternances minéralogiques, conduisant à des alternances de microstructure, résultent de la transposition d'alternances lithologiques originelles (BOUCHEZ et BOULLIER, 1977).

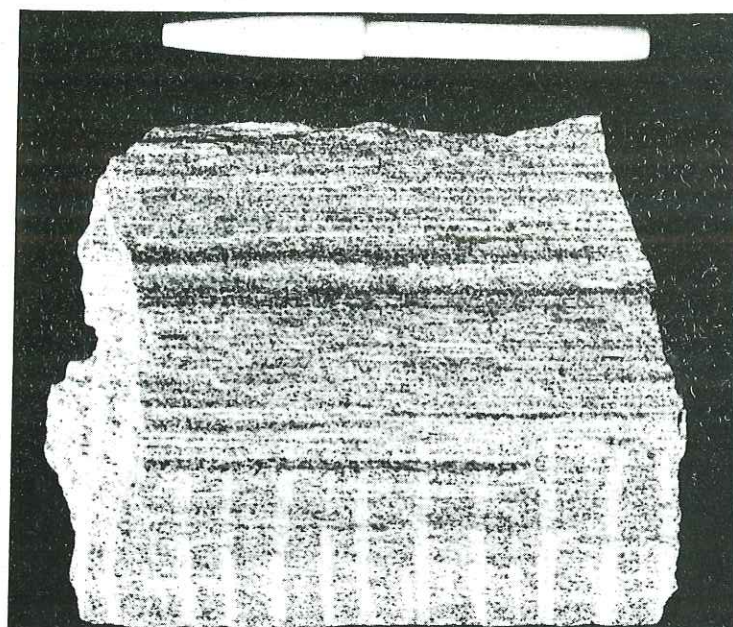
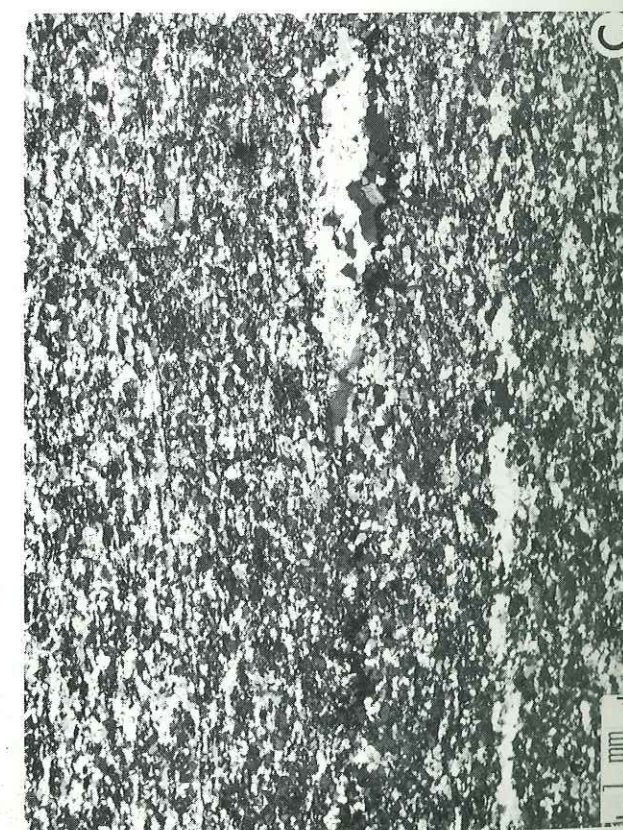
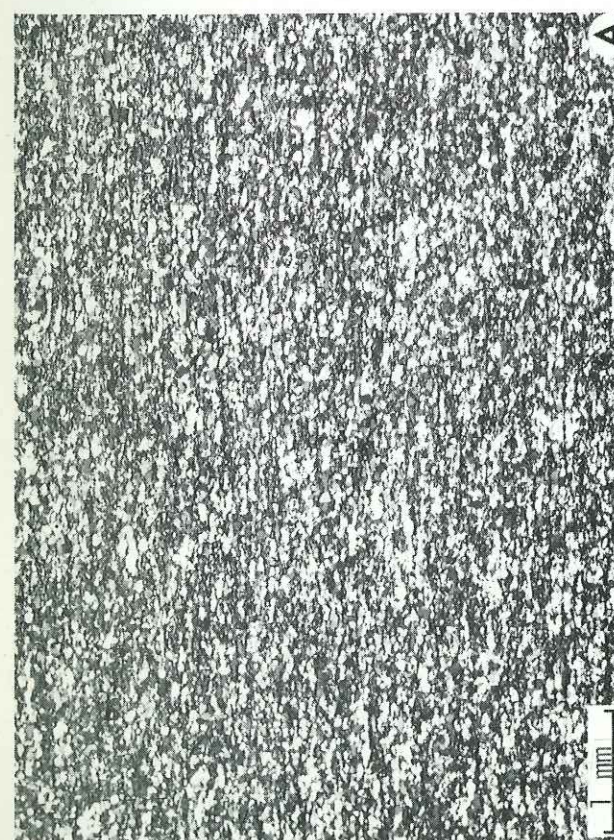
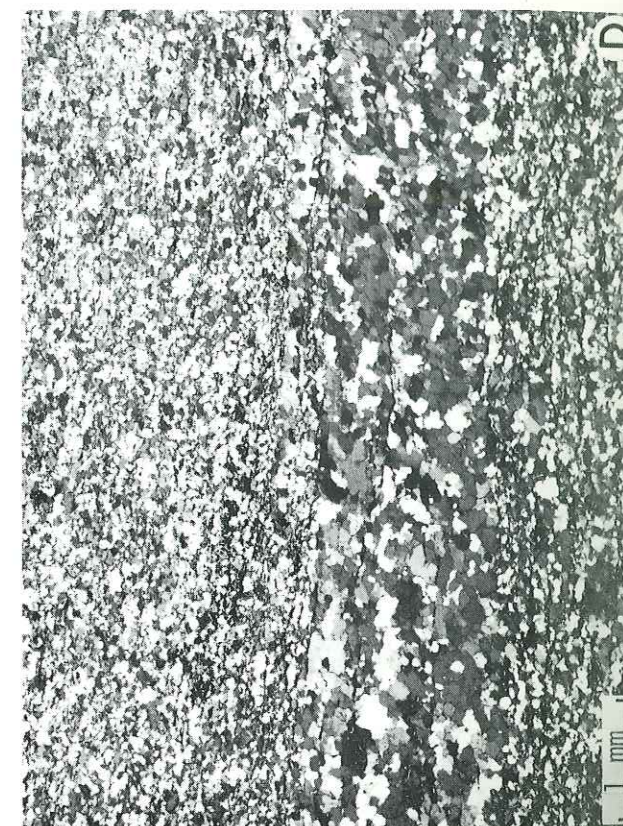
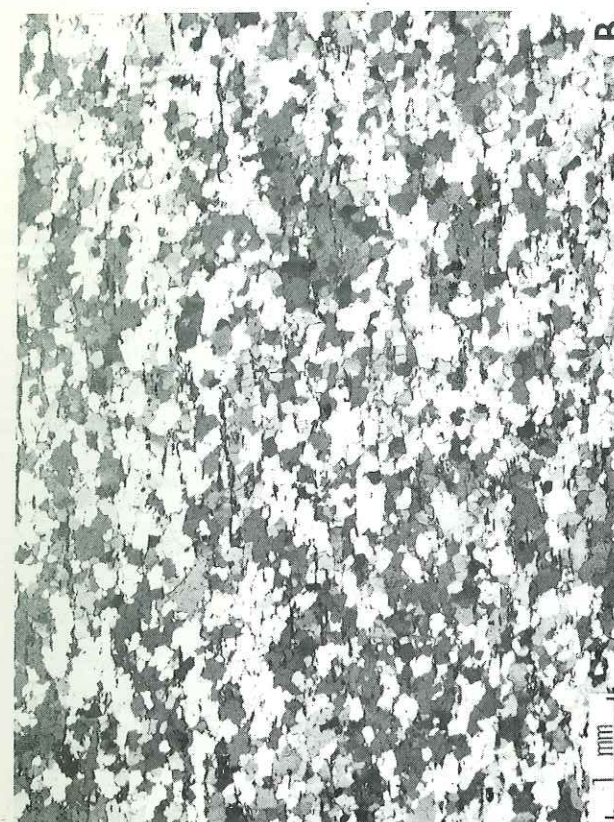


Figure IV.6. : Fentes de tension à remplissage leucogranitique, perpendiculaires à la linéation, dans les gneiss "en tuyaux" de Sirindel (S en figure IV.2.).

Figure IV.7. : Les microstructures dans les quartzites de la zone de Maydan. Comparer la taille moyenne du grain avec celle de la figure III.4.

A : Coupe d'Arghandeh (A en figure IV.2.) ; échantillon K64 ; Section XZ. Le diagramme d'axe C de ce quartzite est présenté en figure IV.8i.. Comparer avec la microstructure de la matrice inter-rubans en figure III.12.
B, C et D : Coupe de Katasang (K en figure IV.2.). B : K 28 (point n° 31 en figure IV.3. ; diagramme d'axe C en figure IV.8c.) ; section XZ ; microstructure en mosaïque aplatie (comparer avec la figure III.4c.). C : K2 (point n° 2 en figure IV.3.) ; section YZ ; rubans naissants. D : K1 (point n° 2 en figure IV.3. ; diagramme d'axe C en figure IV.8a.) ; section XZ ; ruban polycristallin typique ; les joints de grains, obliques sur l'allongement du ruban, résultent souvent de l'évolution des sous-joints.



IV.2.2. ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DES AXES C ET DES SOUS-JOINTS.

Les diagrammes d'axes C en section XZ (Fig. IV.8) montrent des distributions intermédiaires entre des couronnes croisées du type II (cf. III.3.2.), diversement inégales, et des petits cercles autour de Z montrant ou non une dissymétrie de population de part et d'autre du plan YZ.

(1) On a rencontré une distribution en couronne unique inclinée (Fig. IV.8c.) dans un quartzite à microstructure en rubans (Fig. IV.7c) dont les sous-joints, en section XZ, montrent une obliquité unique sur le plan XY (Fig. IV.8d.). La similitude avec les niveaux à rubans situés sous le Grand Chevauchement Central himalayen (Fig. III.13.) n'est pas parfaite puisque la couronne du quartzite de Maydan montre une forte inégalité de population de part et d'autre de l'axe Y. De fait, l'observation en section YZ montre une nette obliquité des axes C, des sous-joints (Fig. IV.8e), et même de l'allongement des grains sur le plan de foliation (XY), souligné par les rubans, et parallèle à la foliation générale (point n° 9 de la coupe de Katasang en figure IV.3.). Conformément à l'interprétation que nous avons avancée au paragraphe III.4.5., le plan XZ est une section de la déformation tridimensionnelle dans laquelle la déformation plane est rotationnelle et de sens sénestre ; le plan YZ est alors aussi une section dans laquelle la déformation plane présente une importante composante rotationnelle et de sens tel que le compartiment Nord remonte. Ceci pose le problème de l'existence possible d'une composante d'écoulement, probablement mineure (= déversement ?) dans une direction proche du plan de foliation, mais oblique sur la direction principale de l'écoulement, elle-même matérialisée par la normale à la couronne

Figure IV.8. : Orientations des axes C et des sous-joints.

Sections XZ ; le Nord (N) précise l'orientation géographique ; projections équatoriales à aires équivalentes ; hémisphère inférieur ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère.

a et b : échantillon K1, coupe de Katasang (point n° 2 en figure IV.3.) ; c, d et e : échantillon K6, coupe de Katasang (point n° 3 en figure IV.3.) ; f, g et h : échantillon K28, coupe de Katasang (point n° 31 en figure IV.3.) ; i : échantillon K64, coupe d'Arghandeh (A en figure IV.2.).

- Axes C : a : 125 mesures ; contours : 0.8, 1.6, 3.2, 4.8, 5.6% et plus ; c : 100 mesures ; contours : 1.0, 2.0, 4.0, 6.0, 8.0, maximum 10.0% ; f : 125 mesures ; contours : 0.8, 1.6, 2.4, 3.2, 4.8% ; i : 150 mesures ; contours : 0.6, 1.8, 3.0, 4.2%.

- Pôles des sous-joints : 1) - Visibles en section XZ : b : 60 mesures ; contours : 1.6, 3.2, 4.8, 8.0% ; d : 30 mesures ; contours : 3.0, 6.0, 12.0% ; g : 60 mesures ; contours : 1.6, 3.2, 4.8%. 2) - Visibles en section YZ : e : 50 mesures ; contours : 2.0, 4.0, 6.0, maximum 8.0% ; h : 25 mesures ; contours : 4.0, 8.0%. Les pointillés délimitent la zone "aveugle" où la mesure des plans est impossible dans la section d'étude.

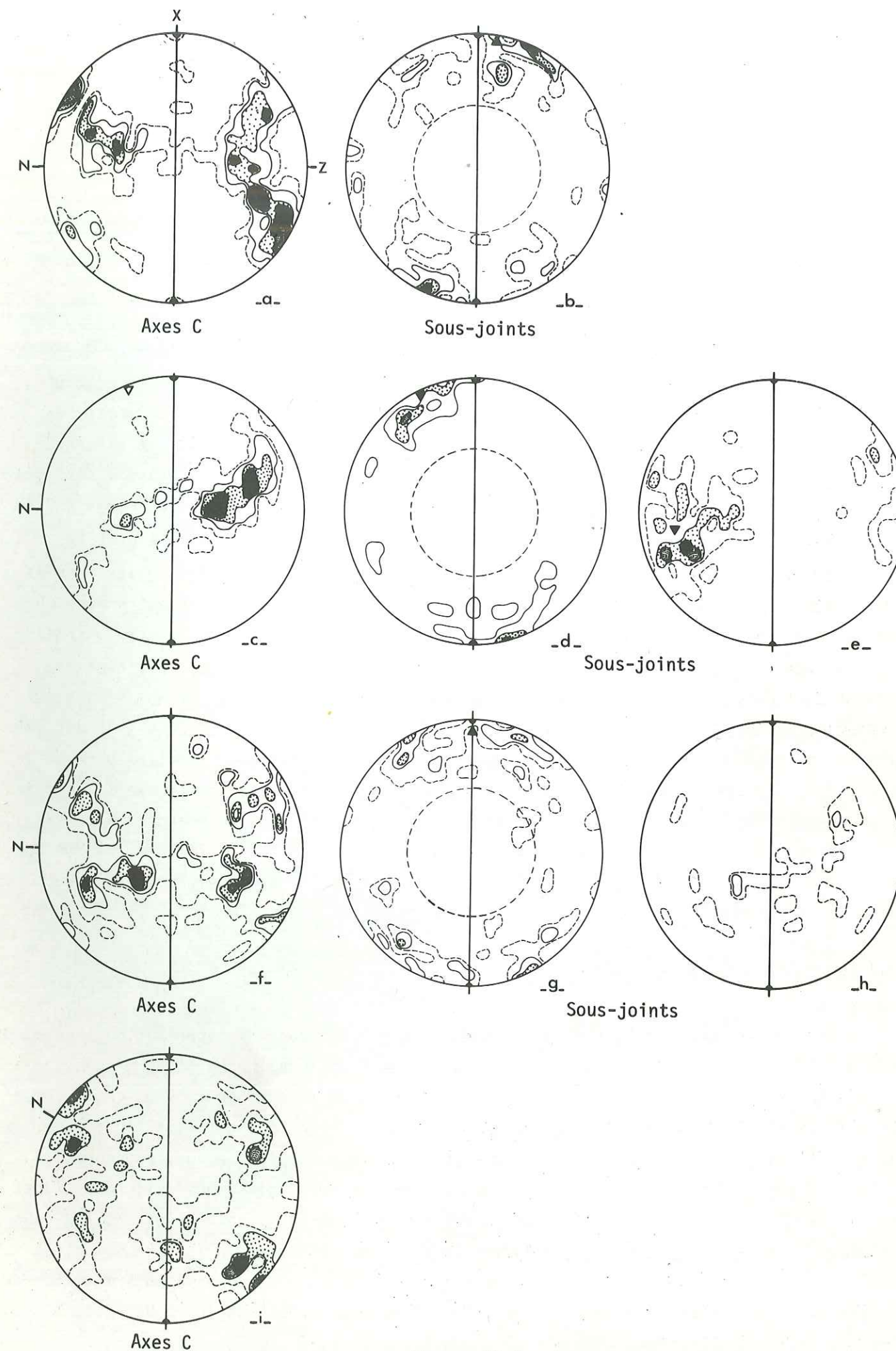


Figure IV.8.

principale d'axes C. La figure IV.9. tente de donner une image interprétative correspondant à ce diagramme d'axes C. Des plis isoclinaux ont été observés sur l'affleurement mais on n'a pas relevé de différence angulaire entre leur axe (Lp) et la linéation majeure (l) soulignée par des marqueurs ; ceci pourrait indiquer, conformément au schéma de la figure IV.9., que l'écoulement selon Y est très mineur comparé à l'écoulement selon X. Enfin, la dissymétrie de ces plis d'axe "a", qui pourrait confirmer l'hypothèse du déversement, n'a pas été remarquée sur le terrain.

(2) Les distributions coniques d'axes C, c'est-à-dire en petits cercles autour de Z, semblent très répandues dans les quartzites, et ceci quelle que soit leur microstructure, à l'exception toutefois des quartzites peu déformés (cf. IV.2.1.) dont les orientations préférentielles sont peu prononcées. La distribution conique la plus nette est présentée en figure IV.8a. : les petits cercles sont parfaitement formés comme le précise l'histogramme de la figure IV.10d. La similitude est remarquable avec les diagrammes d'axes C des quartzites déformés expérimentalement par TULLIS (1971 ; Fig. IV.10b et c), mise à part la présence, dans le quartzite de Maydan, d'une dissymétrie de population des petits cercles de part et d'autre du plan YZ. Ce rapprochement suggère que la déformation est proche du cas uniaxial d'axe Z, c'est-à-dire, proche d'une compression pure ; la dissymétrie indique l'existence d'une composante rotationnelle dextre, de direction proche de la linéation, dissymétrie marquée en section XZ par l'obliquité des sous-joints (Fig. IV.8b.). Dans le cas de la figure IV.8f., les petits cercles, moins bien formés, ne montrent pas de dissymétrie évidente ; les pôles des sous-joints sont également répartis de part et d'autre de la linéation (Fig. IV.8g.) : la déformation serait ici strictement uniaxiale d'axe Z. De fait, dans la zone d'étude de cet échantillon (point n° 31 de la coupe de Katasang ; Fig. IV.3.), les linéations sont difficiles à mettre en évidence, aussi bien sur l'affleurement que sur l'échantillon. Elles se redressent en moyenne et peuvent varier brutalement de pendage d'un niveau à l'autre.

IV.3. INTERPRETATION CINEMATIQUE.

La carte en figure IV.11. constitue un support préalable à l'interprétation cinématique régionale. Tous les échantillons contenant du quartz ont été examinés en lames minces convenablement orientées par rapport au repère structural, afin de déterminer le sens de la composante rotationnelle de la déformation. Excepté les échantillons qui ont fait l'objet de mesures à la platine universelle (Fig. IV.8.), on examine à la platine du microscope, la distribution des traces des sous-joints (toujours prismatiques) ainsi que celle des traces des axes optiques, en ayant recours éventuellement à une lame auxiliaire. Les cas les plus difficiles, sont traités en s'aidant d'une cellule photoélectrique, en lumière polarisée avec ou non adjonction d'une lame auxiliaire (cf. I.2.). Ceci conduit à la détermination de la composante rotationnelle, dextre ou sénestre : D ou S dans les cas les plus nets, D⁻ ou S⁻ dans le cas faiblement rotationnels ou douteux (Fig. IV.11.).

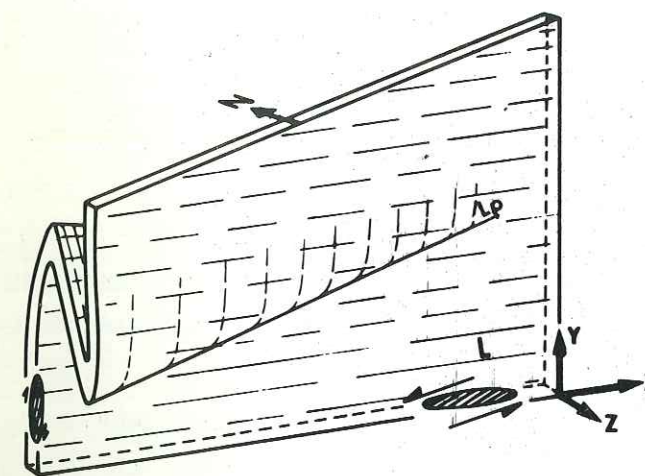


Figure IV.9. : Pli d'axe "a".

Schéma théorique construit pour rendre compte d'une composante mineure d'écoulement rotationnel en section YZ (diagrammes c, d et e en figure IV.8.). L'écoulement principal est rotationnel et de direction proche de X.

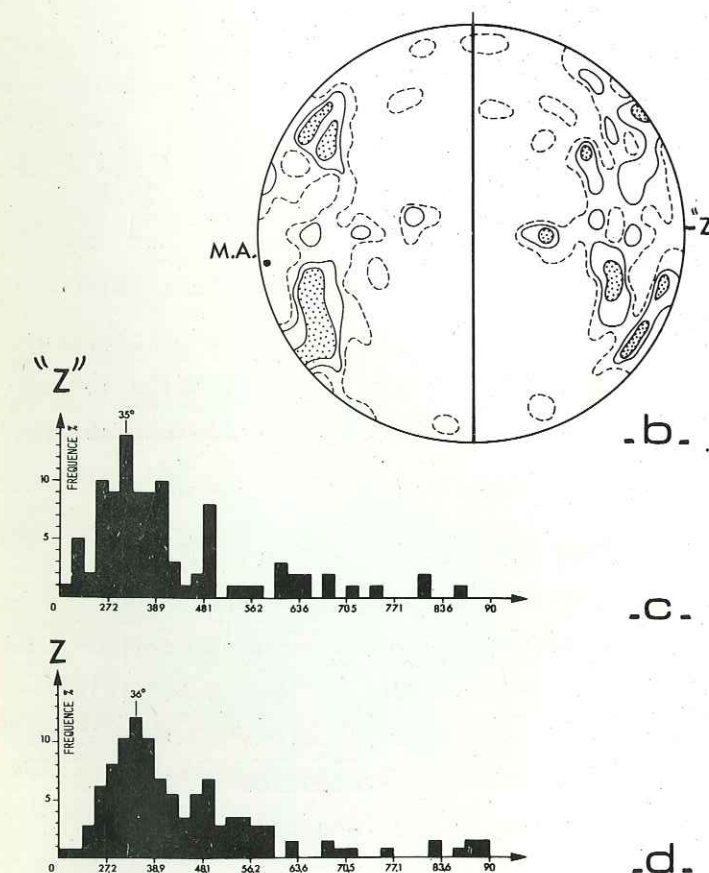


Figure IV.10. : Diagramme en petits cercles dans un quartzite déformé expérimentalement.

a - Echantillon J. TULLIS (1971) n° GB 305 : $\dot{\epsilon} = 10^{-7}$; $T = 600^{\circ}\text{C}$; $\epsilon_{\text{total}} = 45\%$; $\epsilon_{\text{Max.}} = 75\%$; $P_{\text{hydrost.}} = 15.5 \text{ Kbar}$; $\sigma_1 - \sigma_3 = 7.0 \text{ Kbar}$. Les axes C (goniométrie - X) au cœur de l'échantillon se disposent en petits cercles autour de σ_1 , et d'ouverture 25° (TULLIS). b - Axes C (platine universelle ; mesures J.L.B.) dans la "zone de cisaillement" ; les mesures sont rapportées au plan de foliation local placé en N-S sur le diagramme (\perp "Z"). Le meilleur axe de la distribution (M.A.), oblique sur "Z" de 9° (cf. DAROT and BOUCHEZ, 1976), pourrait indiquer une composante rotationnelle qui n'est pas perceptible sur le diagramme. c et d - Histogrammes de la distribution des axes C en classes d'égales surfaces ; c : autour du "Z" du diagramme précédent (petits cercles d'ouverture $\approx 35^{\circ}$) et d : autour de Z du diagramme en figure IV.8a. (ouverture $\approx 36^{\circ}$).

IV.3.1. LA CARTE DES CISAILLEMENTS DANS LA ZONE DE MAYDAN.

L'examen de cette carte (Fig. IV.11.) conduit aux conclusions suivantes :

- La bande Nord de la zone de Maydan s.str. montre un sens dextre dominant, tandis que la bande Sud montre une tendance au cisaillement de sens sénestre.
- La bande d'Arghandeh-Sirindel, coeur du noeud de Maydan-Surpul, montre un sens dextre dominant.
- La partie orientale de la zone d'Arghandeh, jusqu'à la faille d'Arghandeh, ainsi que son prolongement vers le SSW, l'axe de la zone de Badam-Kalay, montrent un sens sénestre.
- Dans la région de Badam-Kalay, le passage brusque d'un sens dextre à un sens sénestre se fait à la limite du massif granito-gneissique de Badam-Kalay.
- Enfin, le jeu tardif de la faille d'Arghandeh opère dans des gneiss mylonitiques, et le long du contact actuel, dans des mylonites "froides", suivant un sens sénestre.

IV.3.2. CINEMATIQUE D'ENSEMBLE.

Dans ce domaine en forme de coin, situé immédiatement à l'Ouest de Kaboul, les études structurales de terrain et de laboratoire mettent en évidence :

- une compression horizontale dont l'intensité croît du Sud-Ouest vers le Nord-Est, ainsi que le montre sur la carte, le resserrement des structures en faisceau (Fig. IV.1. et IV.12b.). Cette compression se traduit dans l'orientation des axes C du quartz par des distributions en petits cercles autour de Z, semblables aux résultats expérimentaux obtenus en compression uniaxiale (Fig. IV.10.). L'orientation moyenne de la direction de compression, appuyée par l'interprétation développée à la fin du paragraphe IV.1.2. de la distribution des plans de débit tardifs (Fig. IV.4.), est compatible avec les sens de cisaillement aux limites du coin (voir ci-dessous).

- deux axes ductiles majeurs se développent le long des domaines limites du coin : au Nord, l'axe Maydan-Nord de direction EW et de sens dextre ; au Sud, l'axe Arghandeh-Zamankhil de direction SSW et de sens sénestre. Ces sens de cisaillement sont conformes au modèle du poinçon Inde-Asie esquissé par MOLNAR et TAPPONNIER (1975 ; Fig. IV.12c.). Ces deux axes ductiles sont bordés et relayés, à l'intérieur du coin, par d'autres domaines ductiles, aux limites plus ou moins bien tranchées, mais présentant clairement des sens de cisaillement alternés : sénestre au Nord (Maydan-Sud) et dextre au Sud (Arghandeh-Sirindel).

Vers la pointe NE du coin, l'ensemble converge, tout en remontant vers le haut (linéation moyenne redressée, dans le noeud de Maydan-Surpul. (Coupe d'Arghandeh).

- Le domaine central du coin est peu déformé voire indemne de déformation (coupe de Dadal-Sadmarda).

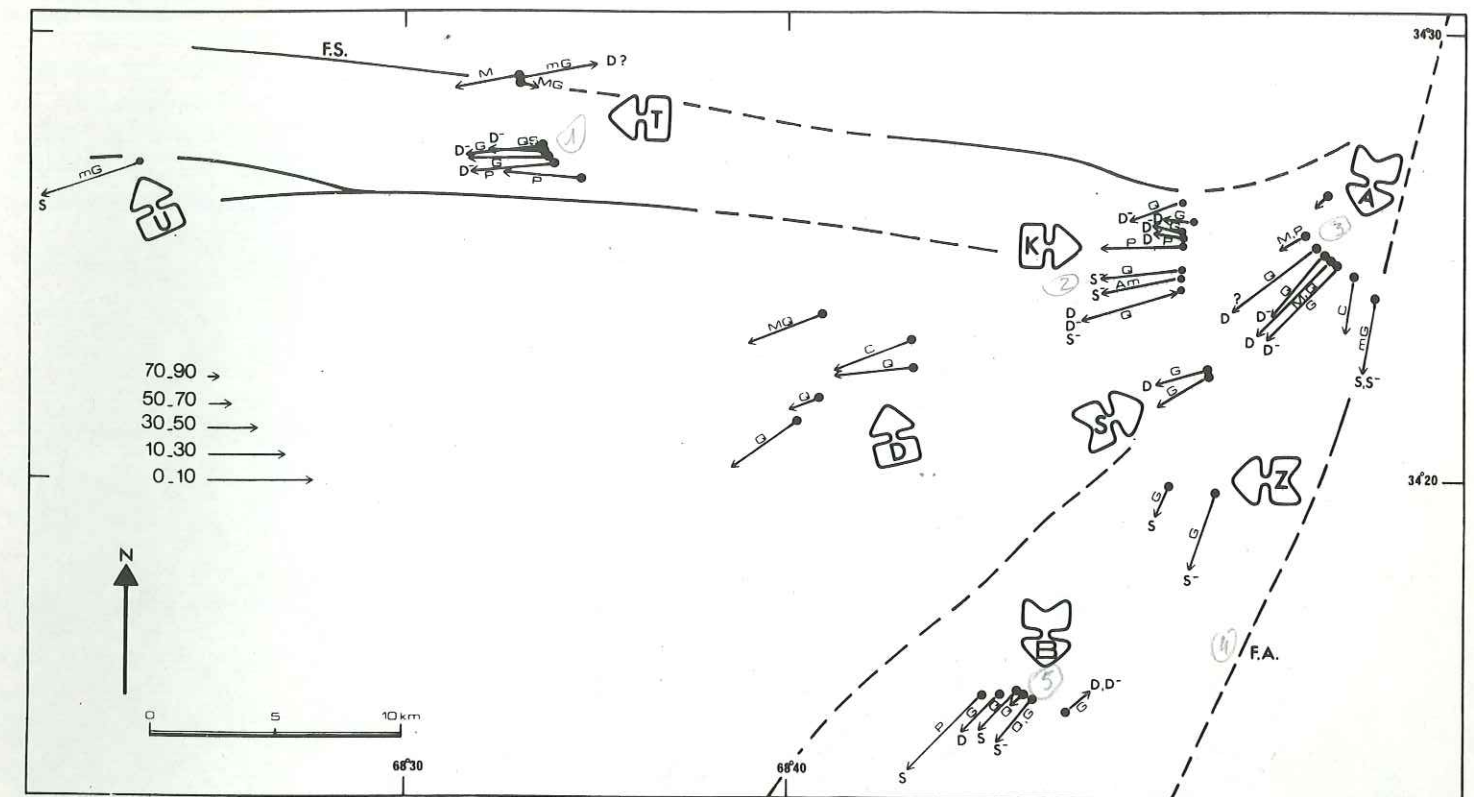


Figure IV.11.: Carte des sens de cisaillement dans la zone de Maydan. Dans les symboles, les lettres se rapportent aux principales coupes étudiées (Fig. IV.2.). On a représenté les linéations majeures ainsi que les sens de cisaillement (D,S) dextre ou sénestre ; (D⁻, S⁻) : dans le cas faiblement rotationnel à indécis. Am : amphibolite ; C : cipolin ; G : gneiss ; M : micaschiste ; mG : mylonite de gneiss ; P : pegmatite ; Q : quartzite.

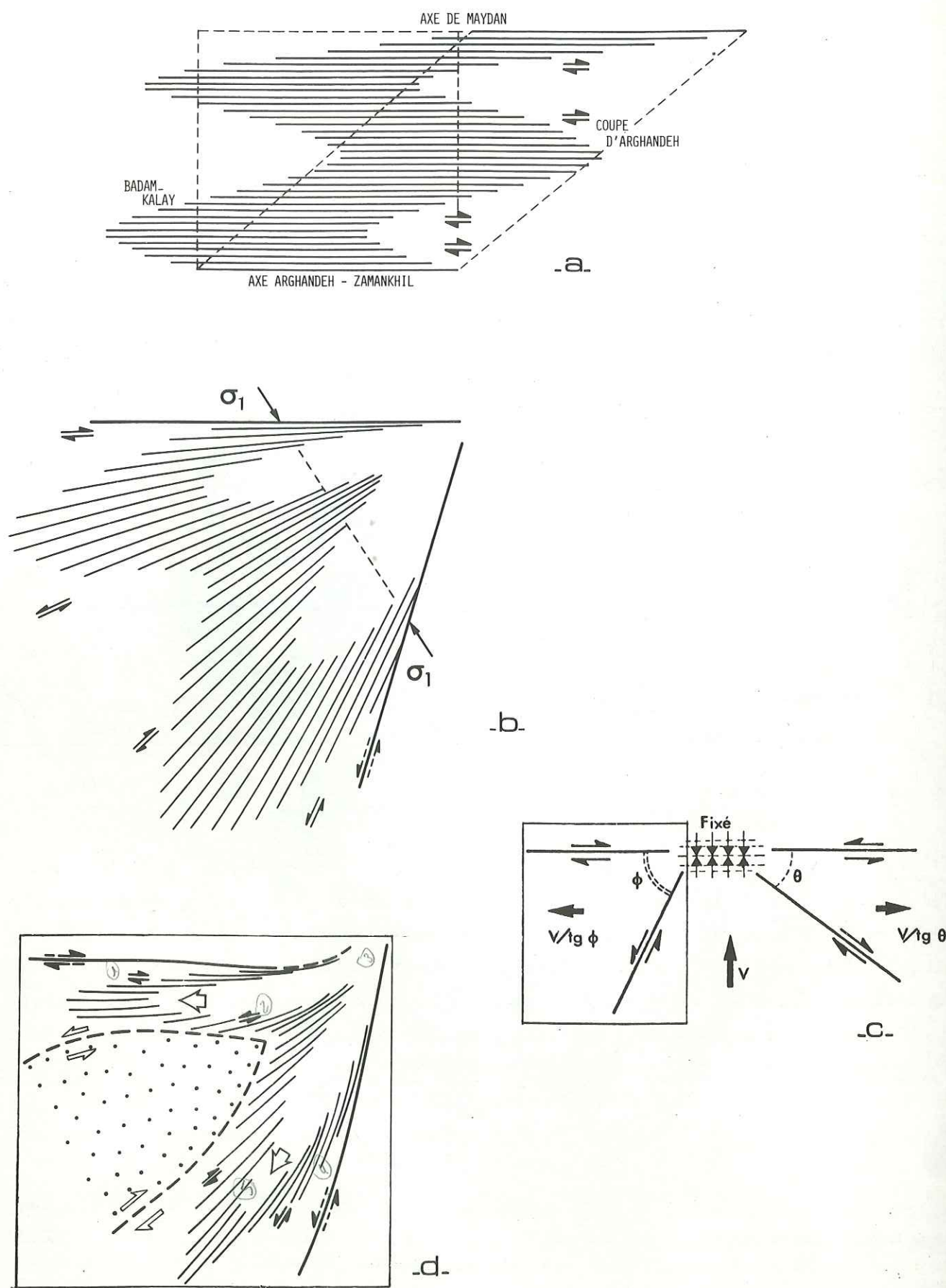


Figure IV.12. : Schémas cinématiques de la zone de Maydan (cf. texte).

En faisant l'hypothèse d'une déformation continue, le cisaillement hétérogène observé peut se représenter par les figures IV.12a et b. Toutefois, et afin de tenir compte du domaine central faiblement déformé, on peut penser que les zones ductiles limitant ce domaine sont "chassées" vers l'Ouest et le Sud-Ouest (Fig. IV.12d.). Les mouvements relatifs de part et d'autre de ce domaine de discontinuité sont en accord avec les sens de cisaillement observés.

Ce domaine central modérément déformé, montrant quelques failles "froides" ainsi que quelques couloirs à schistosité, pourrait représenter un niveau structural supérieur de cette zone ductile ; le noeud de Maydan-Surpul se prolongerait en profondeur, en s'élargissant vers le SW sous ce domaine. Ceci est en accord avec un pendage moyen accentué des linéations dans ce noeud (A,S,K en Fig. IV.2.), et de façon plus générale, avec un accroissement des déformations et du métamorphisme vers le Nord-Est (Fig. IV.1.).

CHAPITRE V

RELATION ENTRE DEFORMATION ET METAMORPHISME DANS LES ZONES DUCTILES

UN MODELE D'INITIATION ET DE CROISSANCE DE CES ZONES

La présence d'auréoles métamorphiques dont les isothermes sont symétriquement répartis de part et d'autre de l'axe des zones de grande déformation pose le problème de la relation entre la déformation et le métamorphisme. Dans une première partie, on analyse brièvement le métamorphisme dans les zones ductiles en distinguant les chevauchements (obductions-subductions) et les failles ductiles de décrochement. A propos de ce dernier type, on fera référence à la Montagne Noire, non étudiée dans ce travail mais largement documentée par ailleurs. Sur la base d'arguments structuraux présentés dans le chapitre VI, nous considérons la Montagne Noire comme une zone ductile. Dans une seconde partie de ce chapitre, on propose un modèle encore préliminaire (POIRIER, BOUCHEZ et JONAS, 1977), qui tente de rendre compte 1°) de l'initiation d'une zone ductile par instabilité plastique, et 2°) de l'échauffement plastique qui pourrait être responsable de la croissance "catastrophique" des zones ductiles ainsi que, au moins partiellement, du métamorphisme "de position" (BARTOLI et al. , 1974) lié à ces zones.

V.1. RELATION ENTRE DEFORMATION ET METAMORPHISME DANS LES ZONES DUCTILES.

V.1.1. LES ZONES DUCTILES DE DECROCHEMENT.

Dans ces linéaments, dont les linéations majeures indiquant la direction de l'écoulement plastique sont subhorizontales à faiblement pentées (cf. VI.2.), et dont les plans de foliation, redressés ou verticaux, sont proches des plans de l'écoulement, les isogrades du métamorphisme montrent une zonation symétrique autour de la zone axiale. Le gradient

métamorphique, négatif vers l'extérieur, conduit rapidement du faciès amphibolite avec ou sans anatexie, au faciès schistes verts avant d'atteindre des domaines non métamorphiques.

Dans l'axe ductile d'Angers (Chap. II), où l'intensité du métamorphisme est modeste, on rencontre les isogrades de la biotite, du chloritoïde et de la chlorite.

Autour de l'axe de la Montagne Noire, la zonation métamorphique montre successivement, à partir des gneiss migmatitiques de la zone axiale, les isogrades -cordiérine - sillimanite - staurotite - andalousite - grenat - biotite et - chlorite. DEN TEX (1975), dans une revue où il interprète l'axe de la Montagne Noire comme un dôme de gneiss (mantled gneiss dome), présente une carte synthétique du métamorphisme qui montre clairement la distribution des isogrades autour de l'axe du dôme. A partir de l'analyse de cette distribution, l'auteur déduit que le degré géothermique, de valeur moyenne 25 à 45°C/Km, s'accroît, sur le dernier kilomètre de colonne crustale constituant l'axe du dôme, pour atteindre 250° à 300° C/Km. BARD et RAMBELOSON (1973) indiquent d'autre part une augmentation progressive dans le temps du degré géothermique, qui passe d'une valeur 30° C/Km à 60° C/Km et plus, au cours d'un même cycle orogénique. HAMET et ALLEGRE (1976) appuient l'interprétation d'une histoire métamorphique continue.

La zonation métamorphique autour des axes ductiles de la zone de Maydan (Chap. IV.) montre successivement des gneiss migmatitiques puis les isogrades - sillimanite - staurotite - grenat - biotite- chloritoïde, et - chlorite (BLAISE et al. , sous presse) ; la distribution des isothermes correspondants conduit à un degré géothermique moyen supérieur à 50° C/Km. NICOLAS et al. (sous presse) estiment à 20 millions d'années le temps nécessaire pour atteindre la température provoquant l'anatexie observée au coeur de la zone de Maydan. Ils s'appuient sur un modèle schématique d'échauffement plastique libérant une puissance $P = \sigma \cdot \dot{\epsilon}$, dans une zone ductile de largeur $2l$ (Fig. V.1.), se déformant à la vitesse $\dot{\epsilon}$ et sous la contrainte σ . Cette puissance P est dissipée dans les roches par conductivité et diffusion. En utilisant une solution des équations de la chaleur proposée par CARSLAW et JAEGER (1959), ce modèle donne, pour une température finale dans l'axe de la zone $T_m = 650^\circ\text{C}$ (fusion partielle) atteinte en un temps de 20 M.A., et en partant d'une température initiale $T_0 = 300^\circ\text{C}$, les couples $(\sigma, \dot{\epsilon})$ suivants :

$$\left\{ \begin{array}{l} \sigma = 100 \text{ bar} \\ \dot{\epsilon} = 10^{-12} \cdot \text{s}^{-1} \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} \sigma = 1000 \text{ bar} \\ \dot{\epsilon} = 10^{-13} \cdot \text{s}^{-1} \end{array} \right.$$

Bien que ce paramètre soit mal connu, une contrainte de l'ordre du kilobar semble raisonnable et conforme aux estimations établies à partir de la taille (autour de 40 μ) des néoblastes de quartz (GOETZE, 1975). Les vitesses de déformation $\dot{\epsilon} = 10^{-12}$ à $10^{-13} \cdot \text{s}^{-1}$, semblent

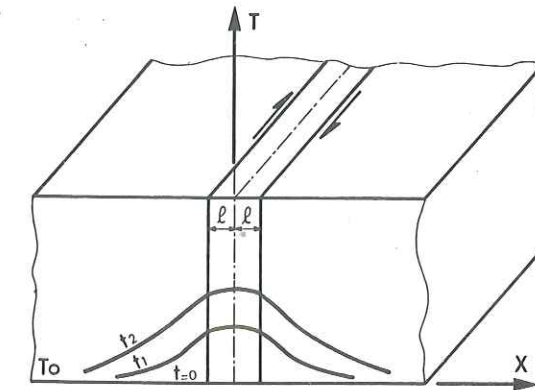


Figure V.1. : Conditions géométriques du modèle thermique de zone ductile (NICOLAS et al. , sous presse).

La zone ductile, de largeur $2l$, est comprise entre deux blocs semi-infinis indéformables. La chaleur engendrée dans la zone ductile est $P = \sigma \cdot \dot{\epsilon}$ ($\text{erg} \cdot \text{s}^{-1}$). Au temps $t = 0$, la température initiale est T_0 . Dans la figure, la forme des isothermes aux temps t_1 et t_2 n'est pas le résultat d'un calcul (cf. texte).

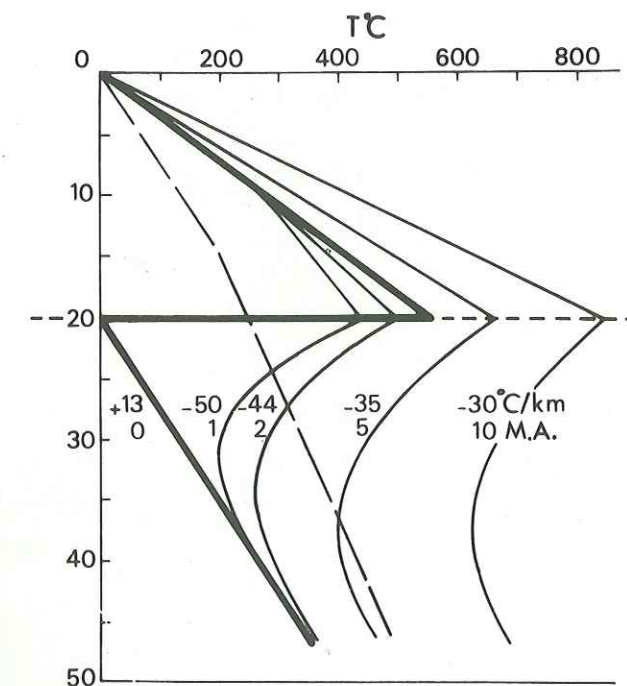


Figure V.2. : Evolution des isothermes dans le temps, pour une plaque chaude chevauchant une plaque froide (d'après GRAHAM and ENGLAND, 1976). Les nombres en millions d'années (M.A.) représentent le temps écoulé depuis le début du chevauchement ; en °C/Km, les gradients géothermiques correspondants sous le chevauchement. La chaleur développée par le chevauchement est de 4.25 hfu ($1 \text{ hfu} = 10^{-6} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). La courbe en tirets représente approximativement le profil thermique après 3 M.A. , à la suite d'une activité thermique de durée 10 M.A.

aussi acceptables : elles correspondent à des vitesses de 1 à 10 cm/an, pour une zone de cisaillement de 4 km de large. Ce modèle implique les hypothèses simplificatrices suivantes :

1°) Il n'y a pas d'autre source de chaleur que l'échauffement plastique (comparer avec V.2.) ; en particulier, on néglige le rôle possible du transport convectif de la chaleur par les fluides, ainsi que le rôle probable, au-delà d'une certaine température inférieure à T_m , du transport vers le haut dans la région de l'axe de matériel plus chaud. Ce transport est évoqué par le redressement des linéations dans cette zone (NICOLAS et al. , sous-presse ; cf. IV.3.2.). Dans ce dernier cas, on surestime l'écart choisi entre T_0 et T_m , c'est-à-dire le degré géothermique pour une largeur constante de la zone ductile, de même que le temps nécessaire pour atteindre la température de fusion partielle.

2°) La puissance P est entièrement utilisée pour accroître la température, qui par ailleurs se dissipe progressivement dans la roche ; on ne tient pas compte de l'énergie retenue pour les transformations des équilibres minéraux qui ralentissent les transferts de chaleur. On peut donc supposer que le degré géothermique était plus élevé, au moins au début de l'activité de la zone ductile, que ne l'indique la distribution actuelle des isogrades.

Cette estimation, quoique grossière, a le mérite de mettre en avant des ordres de grandeur montrant que l'échauffement plastique est une hypothèse tout à fait acceptable sous les conditions qualitatives suivantes, développées dans le modèle très complet de REITAN (1968 a et b) :

- La déformation doit être importante et doit se développer pendant des temps géologiques relativement courts ; ceci implique des vitesses de déformation élevées, de l'ordre de 10^{-12} et même supérieures (REITAN, 1968 a) ;

- Pour des vitesses géologiques de translation de l'ordre de quelques cm/an, les vitesses de déformation, calculées pour un régime supposé en cisaillement simple, ne seront élevées que dans des zones de largeur limitée, kilométriques et même inférieures (REITAN, 1968b).

Ces conditions ne font qu'exprimer que la quantité de chaleur produite doit être nettement supérieure à la quantité dissipée pour permettre une augmentation sensible de la température. Le cas extrême est représenté par des déformations localisées et d'amplitude limitée (failles), mais à contrainte élevée et à vitesse très rapide ($\approx 10 \text{ cm.s}^{-1}$), responsables d'une fusion "instantanée" à haute température ($\approx 1100^\circ\text{C}$) et donnant des pseudotachylites (SIBSON, 1975).

V.1.2. LES CHEVAUCHEMENTS MAJEURS.

Le Grand Chevauchement Central himalayen (Chap. III) est un exemple remarquable de zone ductile dont le plan support est subhorizontal ou faiblement penté. La zonation métamorphique de part et d'autre de ce plan (cf. III.1.4.) montre un métamorphisme inverse dont les deux principaux éléments sont :

1°) le maximum thermique est situé au-dessus du plan "principal" du chevauchement ; c'est le domaine des paragénèses à disthène-sillimanite ainsi que celui du recuit secondaire (croissance exagérée), lisible dans les microstructures des roches à quartz ;

2°) le gradient métamorphique au-dessus du plan du chevauchement est plus faible en valeur absolue ($\approx 30^\circ\text{C/Km}$) qu'au-dessous de ce plan ($\approx 100^\circ\text{C/Km}$; A. PECHER, com. orale).

D'autres cas de zonations métamorphiques inverses sont connus et étudiés, par exemple dans le Zagros (BIRD et al. , 1976). à Terre Neuve et en Californie du Sud (GRAHAM and ENGLAND, 1975). La zonation inverse et le maximum thermique au-dessus du plan du chevauchement peuvent s'expliquer par le seul mécanisme du "fer à repasser", c'est-à-dire par la distribution des isothermes après la superposition d'une plaque chaude sur une plaque froide (LE FORT, 1975 a et b ; BIRD et al., figure 2 ; Fig. V.2.). BIRD et al. estiment cependant, en s'appuyant sur un modèle thermique développé par ROKSOZ et al. (1973), que l'échauffement plastique est responsable d'une zone de haute température au sommet de la plaque en subduction, à condition que la vitesse de convergence soit supérieure à 5 cm/an et pour des contraintes de l'ordre du kilobar. Que devient alors le maximum thermique ? GRAHAM and ENGLAND (1976), s'appuyant sur un modèle thermique analogue au précédent (BICKLE et al., 1975), considèrent de façon plus affirmative, que la génération, la conservation dans les paragénèses minérales, et l'intensité des gradients inverses sont commandés principalement par l'échauffement plastique engendré au niveau du plan de chevauchement. Ces auteurs suggèrent, pour expliquer la position du maximum thermique, l'existence de grands plis syn-métamorphes à la base de la dalle du Tibet. THÖNI (1977) observe ce redoublement dans une coupe de l'Himalaya située à l'Ouest du Népal. On doit remarquer que les microstructures du quartz indiquent que la recristallisation est postérieure à la déformation majeure ; c'est le cas en particulier du domaine à croissance exagérée (cf. III.5.1.2.), situé au-dessus du plan du chevauchement, qui indique que cette position du maximum thermique apparaît encore, dans la distribution des isothermes, postérieurement à la déformation. Faut-il invoquer un mécanisme d'anisotropie de conduction thermique pour rendre compte de cette dissymétrie des isogrades ? Cette anisotropie pourrait relever de la nature différente des matériaux de part et d'autre du plan du chevauchement. A ce titre, BORRADAILE (1976) suggère, pour expliquer certaines distributions métamorphiques dissymétriques, un mécanisme d'anisotropie thermique dû, au moins partiellement, à des différences d'orientations préférentielles de forme ou de réseau des minéraux.

V.2. UN MODELE D'INITIATION ET DE CROISSANCE DES ZONES DUCTILES

On se propose de transposer à la croissance des zones ductiles dans les roches le modèle de JONAS et al. (sous-presse), construit pour rendre compte de la croissance de l'instabilité plastique en tension dans les métaux (striction). Les développements qui suivent sont résumés dans POIRIER et al. (1977).

V.2.1. ANALYSE DU PROBLEME.

L'idée directrice est l'étude de l'effet d'une hétérogénéité locale du comportement rhéologique d'une plaque soumise à un couple de cisaillement de vitesse constante. L'origine possible de cette hétérogénéité sera discutée au paragraphe V.2.3.3.

V.2.1.1. Généralités.

Soit une plaque infinie à deux dimensions soumise à un couple de cisaillement de vitesse $\dot{\gamma}_u$ constante et dirigée, par rapport à l'axe Oy de référence, comme indiqué sur la figure V.3.. On désigne par :

- * ZC la zone de cisaillement, de largeur L, perpendiculaire à l'axe Oy de référence (cf. V.2.3.1.), et dans laquelle on crée un défaut de résistance ΔK modifiant la loi rhéologique.
- * y la distance perpendiculaire à ZC, comptée à partir de l'axe de ZC.
- * γ_u le cisaillement homogène en dehors de ZC.
- * γ_{ZC} le cisaillement dans ZC.
- * $\Delta\gamma = \dot{\gamma}_u \Delta t$ l'incrément de déformation cisailante auquel est soumis la plaque pour l'intervalle de temps Δt .
- * σ la contrainte appliquée (déviateur).
- * ϕ l'angle de cisaillement ; $\phi_u = \text{Arctg}(\gamma_u)$; $\phi_{ZC} = \text{Arctg}(\gamma_{ZC})$.

Dans la réalisation pratique, on découpe ZC en 2n tranches d'épaisseur $\Delta y = \frac{L}{2n}$, et dans lesquelles le défaut de résistance ΔK croît, de l'extérieur au coeur, de 0 à ΔK par pas de $\frac{\Delta K}{n}$. On aura alors : γ_{ZCi} et ϕ_{ZCi} .. i = 1, n, exprimant un cisaillement hétérogène dans la zone de cisaillement.

V.2.1.2. La loi d'écoulement.

On postule une loi d'écoulement du matériau à vitesse imposée :

$$\sigma = K \dot{\gamma}^m \exp\left(\frac{mQ}{RT}\right) f(\gamma) \quad \dots$$

et on adopte une dépendance $f(\gamma)$ de la forme : $f(\gamma) = 1 - \exp\left(-\frac{\gamma}{\gamma_0}\right)$... qui correspond à une saturation de la contrainte en fonction de la déformation : la contrainte tend vers une valeur stationnaire σ_s (Fig. V.4.). Ceci correspond à l'établissement d'un

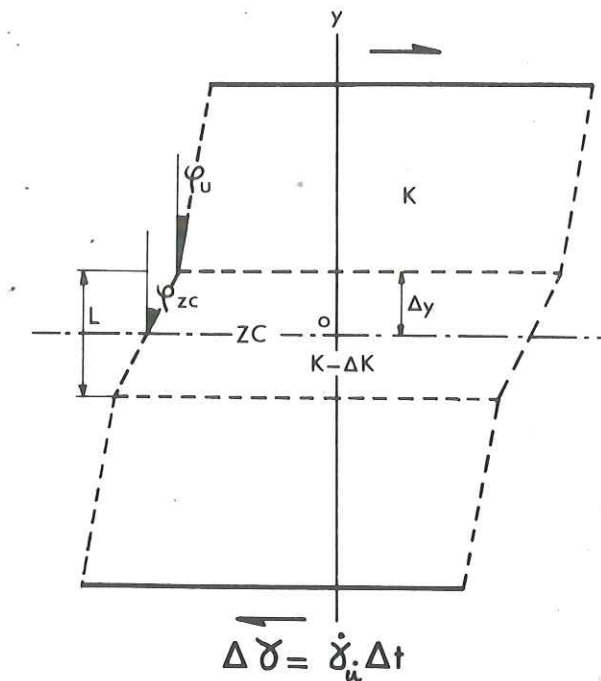


Figure V.3. : Les paramètres de la zone ductile.

La zone ductile (ZC), de largeur L, perpendiculaire à y, a subi une déformation en cisaillement $\gamma_{ZC} = \text{tg}(\phi_{ZC})$. La loi rhéologique dans la zone ductile est :

$\sigma = (K - \Delta K) f(\gamma, \dot{\gamma}, T)$; $\sigma = K f(\gamma, \dot{\gamma}, T)$ est la loi rhéologique du matériau à l'extérieur de la zone ductile.

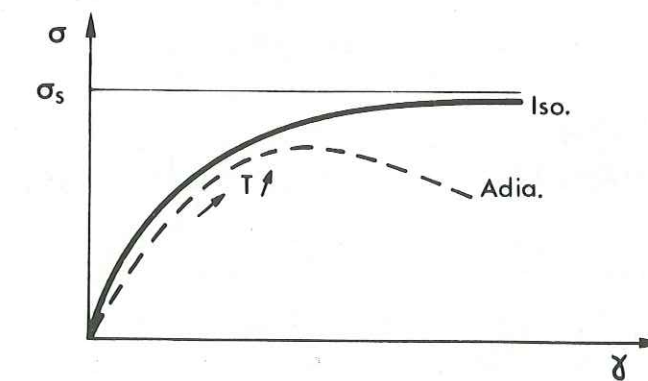


Figure V.4. : La loi de l'écoulement dans la zone ductile en fonction de la déformation. σ se sature avec γ et, dans le cas adiabatique, (cf. V.2.1.3., iv) décroît par échauffement plastique.

régime de fluage stationnaire à contrainte constante :

On a alors : $\sigma_s = K \dot{\gamma}_s^m \exp\left(\frac{mQ}{RT}\right)$... Cette proposition est réaliste car la ZC ne peut prendre naissance qu'en régime transitoire (vitesse imposée et contrainte croissante) avant de tendre vers un régime stationnaire (contrainte constante).

On a alors : $\dot{\gamma}_s = \left(\frac{1}{K}\right)^{1/m} \sigma_s^{1/m} \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$
 où : $\frac{1}{m} = \frac{\partial \text{Log } \dot{\gamma}_s}{\partial \text{Log } \sigma}$ est l'exposant de la contrainte dans la loi de l'écoulement, en fluage.
 $m = \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \text{Log } \dot{\gamma}_s}$... exprime la sensibilité de la contrainte à la vitesse de

déformation.

et où : Q = énergie d'activation de fluage.

La loi d'écoulement s'écrit donc :

$$\sigma = K \dot{\gamma}^m \exp\left(\frac{mQ}{RT}\right) \left[1 - \exp\left(-\frac{\gamma}{\gamma_0}\right)\right] \quad (a)$$

V.2.1.3. Principe du calcul.

Le détail de l'élaboration de ce modèle, largement emprunté à JONAS et al. (1976), figure en Annexe de ce chapitre. On considère l'aire A sur laquelle est appliquée une force F supposée constante ($\sigma = F/A$). Contrairement à la traction, A ne varie pas avec la déformation. On arrive à une relation qui exprime que la contrainte est constante en y ((i) en Annexe).

On introduit ensuite l'expression du gradient de déformation λ et de ses dérivées par rapport à la déformation λ' et λ'' qui conduit à une équation différentielle du second ordre en λ ((ii) en Annexe).

Les conditions d'instabilité ((iii) en Annexe), c'est-à-dire qui permettent une progression catastrophique de la déformation, sont : (1) le gradient de déformation croît avec la déformation ($\lambda' > 0$) ; et (2) cette croissance doit persister avec le temps (ou la déformation ; $\lambda'' \geq 0$). C'est à ce niveau qu'intervient l'échauffement, supposé adiabatique, qui permet à λ'' de rester positif ((iv) en Annexe). La figure V.5. présente les variations de λ , λ' et λ'' en fonction de la déformation, et montre le rôle de l'échauffement adiabatique ((v) en Annexe).

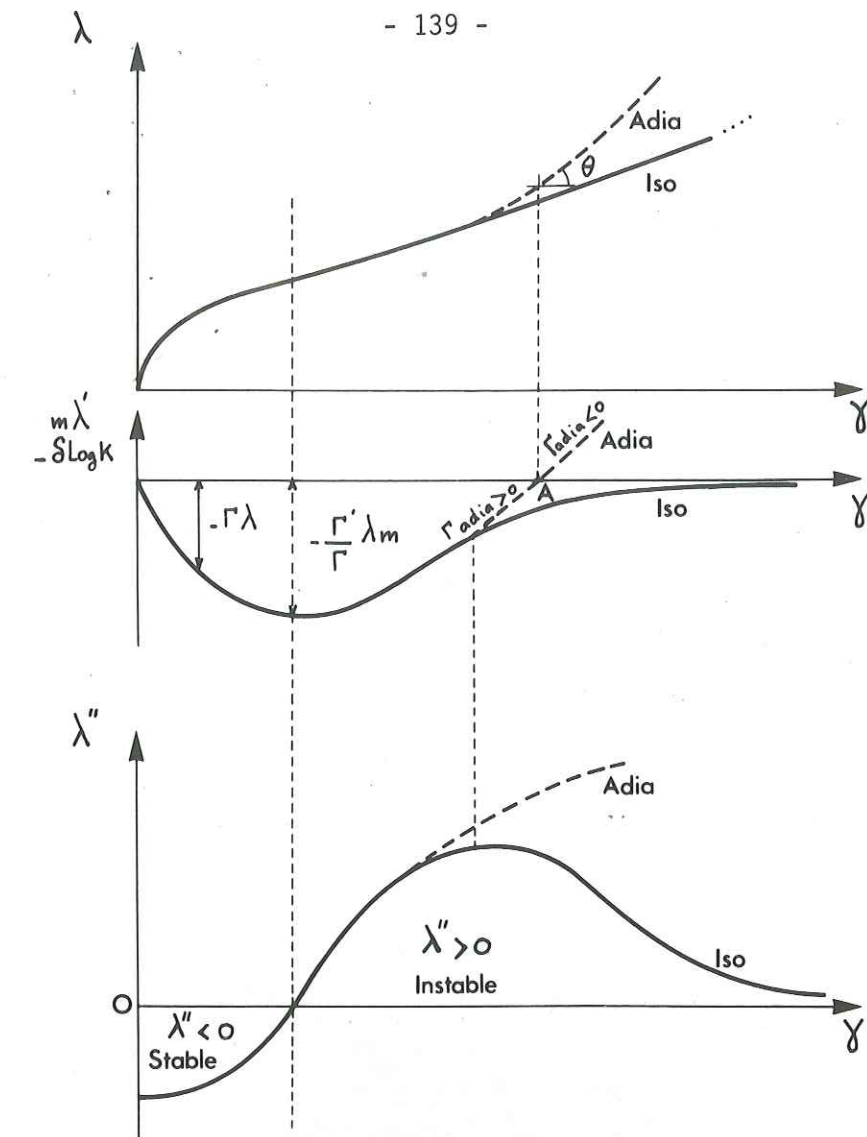


Figure V.5. : Etude des variations de gradient de déformation λ et de ses dérivées en fonction de la déformation. En régime isotherme λ ne croît pas plus vite que linéairement et λ'' tend vers zéro : l'instabilité disparaît. (D'après JONAS et al., 1976).

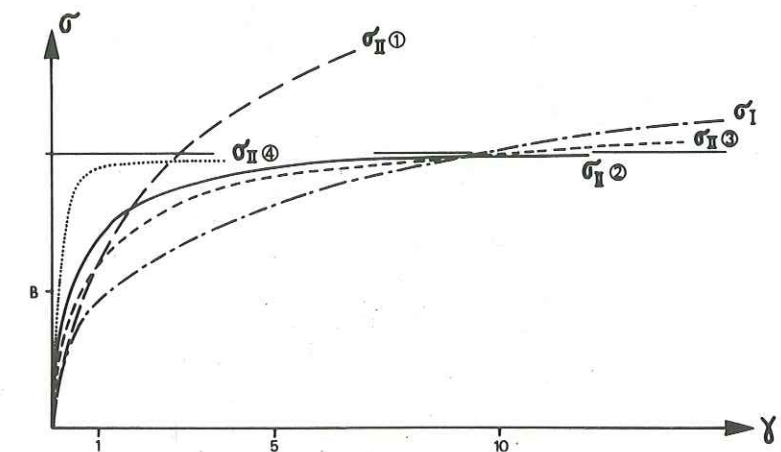


Figure V.6. : Choix des paramètres (K, γ_0) permettant d'ajuster la loi σ_{II} , qui se sature avec γ , à la loi σ_I de fluage du granite de Westerly. ① : $K = 5B$; $\gamma_0 = 10$. ② : $K = 2B$; $\gamma_0 = 1$. ③ : $K \approx 2B$; $\gamma_0 = 1.45$. ④ : $K = 2B$; $\gamma_0 = 0.1$.

V.2.2. LES PARAMETRES DE LA LOI D'ECOULEMENT.

V.2.2.1. La loi d'écoulement.

On s'appuie sur la loi d'écoulement du granite de Westerly (GOETZE, 1971 ; GOETZE and BRACE, 1972) qui est une loi de fluage transitoire, donnée en fonction de σ , T et t :

$$\dot{\gamma} = A \sigma^a t^b \exp \left(- \frac{bQ}{RT} \right) \quad (k)$$

avec : σ (déviateur : $\sigma_1 - \sigma_3$) en Kbar, t en s, Q en Kcal/mole

et : $A = 2.9.10^4$; $a = 1.7$; $b = 0.49$; $Q = 80$

La transformation de la loi (k) sous la forme $\sigma = f(\dot{\gamma}, t)$, après dérivation de (k) par rapport au temps, afin d'obtenir le terme en $\dot{\gamma}$, donne :

$$\sigma = B \dot{\gamma}^n \exp \left(\frac{mQ}{RT} \right) \quad (l)$$

avec : $B = 2.86.10^{-3}$; $m = 0.3$; $n = 0.3$; $Q = 80$

Cette loi, de forme $\sigma_I = B \dot{\gamma}^n \cdot \dot{\gamma}^m f(T)$ ne se sature pas avec $\dot{\gamma}$; le choix d'une loi du type $\sigma_{II} = K \dot{\gamma}^m f(T) f'(\dot{\gamma})$ qui se sature avec $\dot{\gamma}$ (justification au paragraphe V.2.1.2.) nécessite le choix d'un couple $K, \dot{\gamma}_0$ qui ajuste au mieux les deux courbes pour des valeurs de $\dot{\gamma}$ "précédant la saturation". En d'autres termes, la loi (a) doit être aussi proche que possible de (l) avant la saturation avec $\dot{\gamma}$.

Cet ajustement est délicat car les courbes (I) et (II) se croisent nécessairement 2 fois et, si l'on choisi $\dot{\gamma}_0$ petit pour que les pentes à l'origine de (I) et (II) soient proches, la saturation de II est d'autant plus rapide (Fig. V.6.).

Diverses courbes σ_{II} , obtenues d'après diverses valeurs $(K, \dot{\gamma}_0)$, sont comparées à la courbe σ_I en figure V.6.

V.2.2.2. Introduction des données thermiques.

Le terme exprimant l'échauffement ((j) en Annexe), se calcule avec les valeurs suivantes :

$$\rho = 2.6 \text{ (g.cm}^{-3}\text{)} ; C_p = 0.2 \text{ (cal. g}^{-1}\text{)}$$

$$R = 2 \text{ (cal. mole}^{-1}\text{)} ;$$

$$Q = 8.10^4 \text{ (cal. mole}^{-1}\text{)} ;$$

$$T \text{ est donné en degrés K ; } \sigma \text{ (en unités C.G.S.)} = 23.92 \sigma \text{ (en Kbar).}$$

V.2.3. ORGANIGRAMME DU PROGRAMME D'APPLICATION.

Le programme correspondant à l'analyse précédente (Fig. V.11. en Annexe) calcule de façon récurrente et par itération sur le temps, les variables V_j de la zone ductile au temps $t = j$. t, en fonction de V_{j-1} au temps $t = (j-1)$. t :

$$(\dot{\gamma}_u, \lambda', \lambda, \dot{\gamma}_{ZC}, \dot{\gamma}_{ZC}, \sigma, \Gamma_{adia}, T)_j = f(\dot{\gamma}_u, \lambda', \lambda, \dot{\gamma}_{ZC}, \dot{\gamma}_{ZC}, \sigma, \Gamma_{adia}, T)_{j-1}$$

Les variables V_1 , au temps $t = \Delta t$, sont calculées séparément à la première itération.

V.2.4. APPLICATION DU MODELE.

Dans les applications qui suivent, la variable principale est le défaut de résistance ΔK . On présente d'abord et on discute le choix des paramètres de l'écoulement $(K, \dot{\gamma}_0)$; on précise aussi la signification des grandeurs $\dot{\gamma}$, L et Δt . Des exemples d'initiation et de croissance limitée d'une zone ductile seront ensuite discutés pour différents choix de ΔK . Enfin, on essayera de reproduire la distribution des cisaillements mesurés dans une zone centimétrique du granite de Teshima (HARA et al., 1973).

V.2.4.1. Choix des paramètres de l'écoulement et de la vitesse de cisaillement.

(i) Le couple $K, \dot{\gamma}_0$ choisi est : $K = 2B = 5.8.10^{-3}$ et $\dot{\gamma}_0 = 1$. ; il correspond approximativement à un ajustement aux points $\dot{\gamma} = 1$ et $\dot{\gamma} = 10$. des courbes σ_I et σ_{II} en figure V.6. (cf. V.2.2.1.). Les calculs effectués avec les paramètres $K = B$ et $K = 4B$ d'une part, et $\dot{\gamma}_0 = 0.1$ et $\dot{\gamma}_0 = 2$. d'autre part, montrent que les variables $\dot{\gamma}_{ZC}$ et T ne sont pas très sensibles à ces variations ; cependant, il reste à entreprendre une étude systématique pour établir avec précision ces relations de dépendance.

(ii) Le choix de $\dot{\gamma}_u$, vitesse de cisaillement à laquelle est soumise la plaque, est arbitraire ; il ne prend une signification qu'à travers la comparaison des vitesses relatives de 2 points de la plaque séparés par une distance Y selon y (Fig. IV.3.) : pour $\dot{\gamma}_u = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ que nous avons choisi, 2 points séparés par $Y = 100 \text{ km}$ se déplacent l'un par rapport à l'autre à la vitesse de 3 cm/an environ.

- Contrairement au modèle thermique exposé au paragraphe V.1.1., qui s'intéresse au taux relatif de production et d'écoulement de la chaleur à travers une zone ductile, la largeur L de ZC ne sert ici qu'à fixer la limite, selon y, à partir de laquelle $\Delta K \neq 0$. Il est important de noter que L n'intervient pas dans ce calcul : en effet, le but du modèle étant l'étude de l'initiation d'une zone de cisaillement par accroissement de $\dot{\gamma}_{ZC}$, et donc de ϕ_{ZC} , il convient de ne pas imposer de vitesse de cisaillement aux limites de ZC. D'autre part, l'accroissement de $\dot{\gamma}_{ZC}$ est étudié pour $\dot{\gamma}_u$ (hors ZC) constant, et une largeur L imposée n'aurait plus de signification géologique au-delà d'une certaine évolution de la zone ductile : ce modèle n'étudie pas le mécanisme d'une éventuelle concentration de la déformation au coeur de la zone affaiblie qui irait de pair avec $\dot{\gamma}_u$ décroissant, et qui à la limite conduirait, pour $\dot{\gamma}_u = 0$, à deux plaques en translation opposée de part et d'autre d'une zone ductile.

- Enfin, le terme $\Delta t = 5.10^{10} \text{ s} \approx 1600 \text{ ans}$ est choisi de sorte que les valeurs calculées d'une itération à l'autre sur le temps ne montrent pas de trop larges variations : un $\Delta \phi_u$ de 2.5° est calculé pour 100 Δt .

V.2.4.2. Initiation et croissance d'une zone ductile (Fig. V.7.).

Il apparaît que ΔK est la variable déterminante ; on rappelle que $\Delta K = 20\%$ signifie

que $K' = 80\% K$, K' étant le coefficient de la loi d'écoulement du matériau affaibli. Certaines valeurs élevées de ΔK ne doivent pas induire en erreur : $\Delta K = 80\%$ signifie $K' = K/5$.

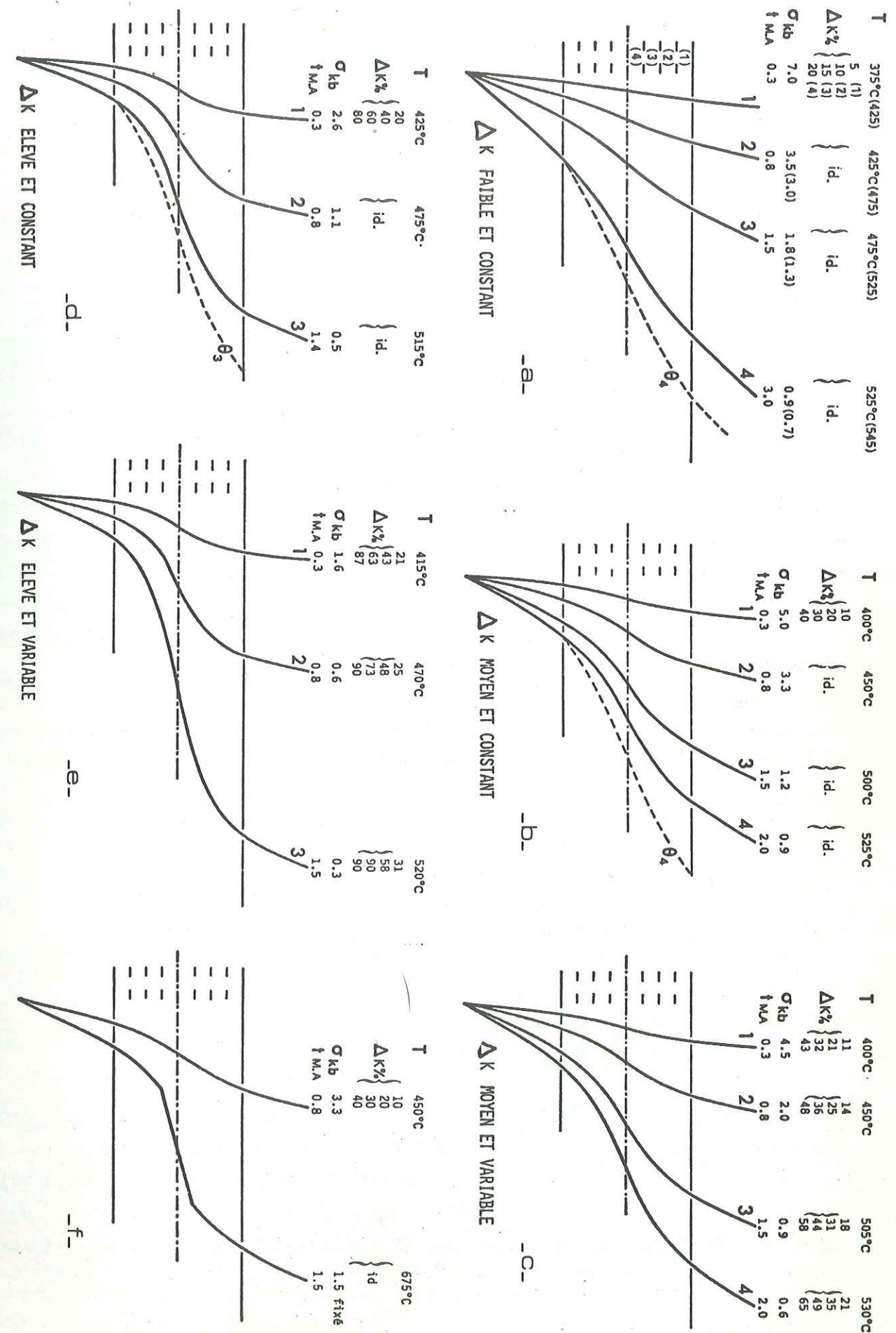
L'initiation d'une zone de cisaillement est donnée pour des ΔK "faibles" (Fig. V.7a), "moyens" (Fig. V.7b) et "élevés" (Fig. V.7d); sa croissance n'est étudiée que jusqu'à des valeurs de ϕ_u inférieures à 25° environ, au-delà on considère que la zone de cisaillement perd sa signification. Pour des valeurs relativement élevées de ΔK , il semble plus réaliste de faire croître progressivement ΔK avec la déformation : en figures V.7c et V.7e, ΔK croît de 1% par pas de $\Delta \phi_u = 5^\circ$. On veut exprimer que la "gneissification" du granite rend son écoulement plus facile (K diminue) mais aucune donnée actuelle ne permet de vérifier ce point.

Les exemples en figure V.7 montre que, pour un choix aussi réaliste que possible des paramètres de l'écoulement :

- 1) La croissance d'une zone de cisaillement ne devient spectaculaire que pour des ΔK relativement élevés.
- 2) Dans le domaine étudié ($\phi_u \leq 25^\circ$), l'augmentation de la température est de l'ordre de 200°C ; elle est plus importante au début du processus lorsque les contraintes sont élevées. En fait, cette élévation de température est une valeur maximum jamais atteinte, calculée dans l'hypothèse non réaliste de l'échauffement adiabatique, c'est-à-dire que la chaleur produite ne s'écoule pas, contrairement au modèle du paragraphe V.1.1.. Ceci pose le problème qui n'a pas été étudié ici, de la persistance de l'instabilité plastique en condition non-adiabatique. Dans ce but, une étude ultérieure pourrait déterminer, au cours de l'évolution de l'instabilité plastique, la fraction minimum de l'énergie plastique développée nécessaire à la persistance de l'instabilité ($\lambda'' \geq 0$; cf. V.2.1.3.).
- 3) Les contraintes, très élevées pendant l'initiation du processus, diminuent progressivement et constamment avec le temps. Au-dessous d'une certaine valeur (inconnue), la signification géologique de telles contraintes est douteuse. Si on impose alors une contrainte minimum pour augmenter corrélativement la vitesse de cisaillement $\dot{\gamma}_{ZC}$, la déformation devient rapidement "infinie" (Fig. V.7f.). La signification géologique d'une telle manipulation est aussi douteuse...

On remarque que l'on ne peut pas reproduire avec ce modèle des figures géologiquement observées, dans lesquelles la foliation (voir la relation θ/ϕ en Fig. V.8.) apparaît strictement parallèle aux épontes de la zone ductile, et au-delà desquelles la déformation est parfois inexistante. Outre l'existence éventuelle d'une composante irrotationnelle (compression perpendiculaire à ZC), importante dans certains accidents (COWARD, 1976 ; cf. IV.3.), et qui tend à accorder la foliation aux épontes de la zone ductile (Fig. V.9.), il est possible que le modèle présenté soit inadéquat pour rendre compte de l'évolution d'une zone de cisaillement au-delà d'un certain taux de croissance. On peut envisager que la déformation se concentre en un domaine de plus en plus étroit au coeur de la zone initiale affaiblie, et dont l'anisotropie structurale (foliation) est favorable à une telle évolution.

Figure V.7. : Croissance d'une zone ductile pour différents choix de ΔK . La température initiale est $T_0 = 330^\circ\text{C}$; T et σ sont donnés pour la tranche axiale (4) de la zone ductile au temps indiqué.



Enfin, ce modèle suppose que la zone de cisaillement est illimitée et ignore donc le processus de sa propagation. COWARD (1976) montre que les zones de cisaillement, à taux de propagation rapide en regard du taux de cisaillement sont longues et rectilignes et enregistrent un taux important de déformation irrotationnelle (Fig. V.9.). Le cas contraire est représenté par des zones de cisaillement courtes et sigmoïdes semblables à celles qu'ont étudiées HARA et al. (1973) et dont une simulation à l'aide du modèle est présentée en figure V.10.

V.2.4.3. Origine du défaut ΔK .

Les lois rhéologiques des matériaux sont encore mal connues mais on peut avancer que la variation du coefficient K de la loi d'écoulement peut résulter d'une anisotropie minéralogique (composition ...) ou physique (discontinuités, foliation...) du matériau. La variation du gradient de déformation apparaissant dans les niveaux de Schistes d'Angers (cf. II.1.3.1.) interstratifiés dans des niveaux gréseux relève probablement de telles anisotropies. Les lois d'écoulement de ces matériaux n'étant pas connues, on ne peut avancer aucun ordre de grandeur des ΔK .

Nous proposons une autre origine possible des ΔK conséquence d'une hétérogénéité de la distribution des isothermes dans la plaque.

(i) Analysons d'abord l'influence d'une petite variation de température dans la loi de l'écoulement, à σ , $\dot{\gamma}$ et γ fixés, et pour $T_1 < T_2$.

$$\sigma_1 = (K - \Delta K) \exp\left(\frac{mQ}{RT_1}\right) f(\dot{\gamma}, \gamma) = \sigma_2 = K \exp\left(\frac{mQ}{RT_2}\right) f(\dot{\gamma}, \gamma)$$

$$\text{on déduit : } \frac{K}{K - \Delta K} = \exp\left[\frac{mQ}{R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2}\right)\right]$$

ce qui donne : pour $T_1 = 600^\circ\text{K}$ (325°C) et $T_2 = 610^\circ\text{K}$ (335°C) ; $\Delta K = 0.30 \text{ K}$
pour $T_1 = 600^\circ\text{K}$ et $T_2 = 620^\circ\text{K}$; $\Delta K = 0.51 \text{ K}$

Ceci signifie que, dans les conditions initiales du modèle, si au lieu de choisir une température uniforme de 600°K sur toute la plaque, on détermine un domaine plus chaud, il faut augmenter le coefficient K dans ce domaine pour que la loi d'écoulement soit uniforme sur toute la plaque. Mais, dans le modèle, on suppose que la température est uniforme sur toute la plaque, corrélativement un domaine plus chaud s'exprime par un coefficient K plus faible.

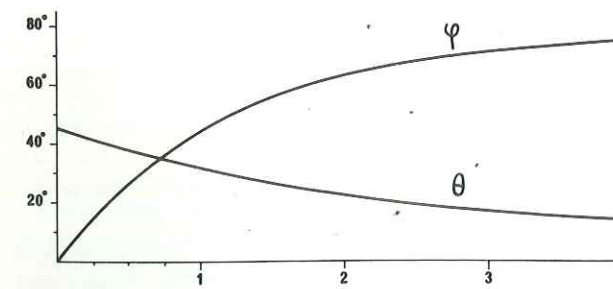


Figure V.8. : Relation θ/ϕ en fonction de la déformation dans une zone de cisaillement dont le mécanisme est exclusivement le cisaillement simple.

ϕ est l'angle de cisaillement ; θ est l'angle que fait le grand axe X de l'ellipsoïde de la déformation (linéation) avec le plan du cisaillement, dans le plan de la déformation ; θ est aussi l'angle que fait le plan principal XY de l'ellipsoïde de la déformation (foliation) avec le plan de cisaillement (épontes de la zone de cisaillement).

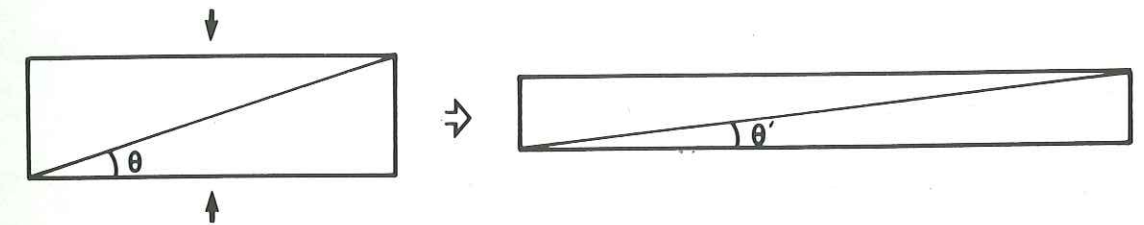


Figure V.9. : Effet d'une composante irrotationnelle sur θ .

Une compression perpendiculaire aux épontes de la zone de cisaillement tend à accorder la foliation aux épontes de cette zone ($\theta' < \theta$). Cette transformation géométrique, exclusivement liée à la variation d'épaisseur de la zone, est valable en déformation tridimensionnelle.

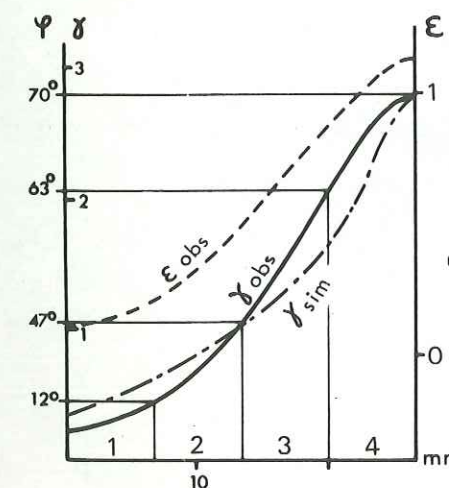


Figure V.10. : Simulation d'une zone de cisaillement centimétrique.

Représentation d'une demi-zone de cisaillement (HARA et al., 1973) ; γ_{obs} : déformation cisailante observée ; la correspondance γ/ϕ est donnée en ordonnée à gauche ; ϵ_{obs} : déformation naturelle correspondante ($2\epsilon = \text{Log} \{(\lambda_1/\lambda_2)\}^{1/2}$; λ_1 , et λ_2 sont les elongations quadratiques principales de la déformation).

γ_{sim} : valeurs γ_{ZC} du modèle pour $t = 1,1 \text{ M.A.}$;

σ au coeur (4) = 0.5 kb ; $T_0 = 325^\circ\text{C}$;
 T_f au coeur (4) = 490°C ; ΔK^0 au temps t :

(1) = 27%, (2) = 52%, (3) = 79%, (4) = 90% ;

$\gamma_0 = 1$; $K = 5.8 \cdot 10^{-3}$; $m = 0.3$.

(ii) Ainsi, dans une plaque soumise à un cisaillement constant $\dot{\gamma}_u$, les conditions initiales des deux modèles suivants sont équivalentes :

a - température uniforme de 600°K excepté dans un domaine D où $T = 610^\circ\text{K}$ (respectivement 620°K) ; le coefficient de la loi d'écoulement est constant = K.

b - température uniforme de 600°K ; le coefficient de la loi d'écoulement, K hors du domaine D, est égal à $K' = K - 0.30K$ ($\Delta K = 30\%$), et respectivement $K' = K - 0.51K$ ($\Delta K = 51\%$).

Ces valeurs de ΔK , correspondant à des variations limitées de la température, sont en accord avec les ΔK nécessaires à l'initiation d'une zone de cisaillement (Fig. V.7.).

(iii) Interprétation géologique. De nombreuses études géologiques montrent l'existence des variations verticales des isothermes (cartes des flux de chaleur). L'étude récente de LAUER (1976) présente des cartes d'isothermes à profondeur constante (500 m) en Limagne et dans la vallée du Rhin, telles que des variations de 10° à 20°C sont fréquentes, et telles que les contours des isothermes épousent la forme des isobathes du socle ; les températures les plus élevées correspondent à une remontée du socle, évoquant le beau schéma thermodynamique de "l'effet de socle" (FONTEILLES et GUITARD, 1968).

Peut-être avons-nous là un élément de réponse permettant d'expliquer que des zones ductiles empruntent d'anciens axes paléogéographiques, tel l'axe Angers-Lanvaux (cf. II.3.3.) et certains axes de Maydan (BLAISE et al., sous-presse).

ANNEXE

On développe ici le paragraphe V.2.1.3. du chapitre précédent.

(i) La contrainte σ reste constante en fonction de y.

Soit A l'aire sur laquelle une force F est appliquée, donnant une contrainte $\sigma = F/A$. En cisaillement, contrairement à la traction, l'aire ne varie pas avec la déformation. On suppose que F reste constante, on a alors :

$$\delta \text{Log } F = \delta \text{Log } \sigma + \delta \text{Log } A = 0 \quad \text{avec} \quad \delta = \frac{\partial}{\partial y} \Big|_t$$

Avec $\delta \text{Log } A = 0$ ($A = \text{constante}$) ... on obtient : $\delta \text{Log } \sigma = 0$ (b)

On peut écrire (b) sous la forme suivante :

$$\delta \text{Log } \sigma = \left[\frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \dot{\gamma}} \right]_{\dot{\gamma}} \delta \dot{\gamma} + \left[\frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \text{Log } \dot{\gamma}} \right]_{\dot{\gamma}} \delta \text{Log } \dot{\gamma} + \delta \text{Log } K = 0 \quad (c)$$

... en se reportant à (a) pour la signification des variables.

L'équation (c) est valable pour le cisaillement isotherme ; dans le cas d'un cisaillement adiabatique qui nous intéresse ici, certains coefficients de (c) dépendront de T (cf. iv).

L'équation (c) peut s'écrire :

$$\Gamma \delta \dot{\gamma} + m \delta \text{Log } \dot{\gamma} + \delta \text{Log } K = 0 \quad (d)$$

où : $\Gamma = \left[\frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \dot{\gamma}} \right]_{\dot{\gamma}}$ est le coefficient de consolidation = pente de la courbe

$\text{Log } \sigma = f(\dot{\gamma})$ et : m est la sensibilité de la contrainte à la vitesse de déformation. (voir V.2.1.2.).

(d) exprime que la contrainte de cisaillement reste constante en fonction de y.

(ii) Le gradient de déformation. Introduisons maintenant le gradient de déformation :

$\lambda = \frac{\partial \dot{\gamma}}{\partial y} = \delta \dot{\gamma}$, ainsi que ses dérivées par rapport à la déformation. En effet, la

variable importante n'est pas le temps mais la déformation ; après un temps infini, lorsque le régime de déformation devient stationnaire, cette distinction disparaît.

On pose donc : $\lambda' = \frac{d\lambda}{d\dot{\gamma}}$ et $\lambda'' = \frac{d\lambda'}{d\dot{\gamma}} = \frac{d^2\lambda}{d\dot{\gamma}^2}$

Notons que : $\lambda' = \frac{d\lambda}{d\dot{\gamma}} = \frac{d\delta \dot{\gamma}}{d\dot{\gamma}} = \frac{dt}{d\dot{\gamma}} \cdot \frac{d\delta \dot{\gamma}}{dt} = \frac{1}{\dot{\gamma}} \cdot \frac{d\delta \dot{\gamma}}{dt} = \frac{\delta \ddot{\gamma}}{\dot{\gamma}} = \delta \text{Log } \dot{\gamma}$

(d) peut donc s'écrire sous la forme de l'équation différentielle du 1er ordre suivante :

$$m \lambda' = -\Gamma \lambda - \delta \text{Log } K \quad (e)$$

Dérivons les deux membres par rapport à γ ; (e) devient :

$$m \lambda'' = -\Gamma \lambda' - \frac{d\Gamma}{d\gamma} \lambda \quad (f)$$

Soit : $\frac{d\Gamma}{d\gamma} \gamma = \Gamma'$... ce terme représente la courbure de la courbe $\text{Log } \sigma = f(\gamma)$, négative puisque la courbe est toujours concave vers le bas ;

avec : $\Gamma' = \frac{\partial^2 \text{Log } \sigma}{\partial \gamma^2}$

on a : $m \lambda'' + \Gamma \lambda' + \Gamma' \lambda = 0 \quad (g)$

(iii) Conditions d'instabilité :

Il n'y a instabilité, c'est-à-dire progression "catastrophique" de la déformation, que si :

1) Le gradient de déformation croît avec la déformation ;

2) Cette croissance ne se sature pas avec le temps ; dans le cas contraire, l'instabilité disparaît.

On doit avoir :

pour satisfaire 1) $\lambda' > 0 \quad (h_1)$

pour satisfaire 2) $\lambda'' \geq 0 \quad (h_2)$

Si on reprend l'équation (e), $\delta \text{Log } K$ représente une variation dans la "résistance" à l'écoulement : pour $T, \gamma, \dot{\gamma}$ donnés, la contrainte σ sera plus faible si K est plus faible localement. Pour satisfaire (h_1) , il faut :

$\delta \text{Log } K < 0$: on doit avoir, au début du processus, une zone (ZC) où K est plus faible qu'ailleurs.

Au début du processus : $\gamma = 0$ et $\lambda = 0$, donc d'après (e) :

$$\lambda = -\frac{\delta \text{Log } K}{m} > 0, \text{ et d'après (f) : } \lambda'' \text{ est négatif (Fig. V.5.)}$$

Cette condition (h_1) ne suffit pas, en effet, lorsque γ croît, le terme $-\Gamma \lambda < 0$ croît en valeur absolue et peut contrebalancer $\delta \text{Log } K$: λ' deviendrait négatif (équation (e)).

L'instabilité ne commence donc que lorsque λ'' s'annule avant de changer de signe (condition h_2) :

$$m \lambda'' = 0 \Rightarrow \lambda' = -\frac{\Gamma'}{\Gamma} \lambda \quad (i)$$

Le régime devient alors instable et λ croît indéfiniment avec γ . Cependant, avec la loi de fluage adoptée (a), σ se sature avec γ , c'est-à-dire tend vers le fluage stationnaire ; pour γ très grand (Fig. V.5.), λ'' tend vers zéro car :

$$\Gamma = \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \gamma} \rightarrow 0 \quad \text{et} \quad \Gamma' = \frac{\partial^2 \text{Log } \sigma}{\partial \gamma^2} \rightarrow 0$$

... Ceci signifie que λ ne croîtra pas plus vite que linéairement, en régime isotherme ($\Gamma = \text{constant}$).

C'est ici qu'intervient l'intérêt de l'échauffement adiabatique qui adoucit la déformation en diminuant Γ et permet à λ'' de rester positif (Fig. V.5.).

iv) Effet de l'échauffement adiabatique.

Calculons, à partir de la loi d'écoulement (a), Γ isotherme (Γ_{iso}) et Γ adiabatique (Γ_{adia})

$$\Gamma_{iso} = \left. \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \gamma} \right|_{T, \dot{\gamma}} = \frac{1}{\sigma} \left. \frac{\partial \sigma}{\partial \gamma} \right|_{T, \dot{\gamma}}$$

$$\frac{1}{\sigma} \left. \frac{\partial \sigma}{\partial \gamma} \right|_{T, \dot{\gamma}} = \left[\frac{K \dot{\gamma}^m}{\gamma_0} \exp\left(-\frac{\gamma}{\gamma_0}\right) \exp\left(\frac{mQ}{RT}\right) \right] \cdot \left[K \dot{\gamma}^m \left[1 - \exp\left(-\frac{\gamma}{\gamma_0}\right) \right] \exp\left(\frac{mQ}{RT}\right) \right]^{-1}$$

$$\Gamma_{iso} = \frac{1}{\gamma_0 \left[\exp\left(\frac{\gamma}{\gamma_0}\right) - 1 \right]}$$

$$\Gamma_{adia} = \left. \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \gamma} \right|_{T, \dot{\gamma}} + \left[\left. \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \text{Log } T} \right|_{\gamma, \dot{\gamma}} \cdot \frac{\partial \text{Log } T}{\partial \gamma} \right]$$

avec : $\left. \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \gamma} \right|_{T, \dot{\gamma}} = \Gamma_{iso}$

et : $\left. \frac{\partial \text{Log } \sigma}{\partial \text{Log } T} \right|_{\gamma, \dot{\gamma}} = -\frac{mQ}{RT}$

Calculons $\frac{\partial \text{Log } T}{\partial \gamma}$:

On suppose que toute l'énergie de déformation W est transformée en chaleur et est utilisée pour augmenter la température (par unité de volume) :

$$W = \sigma(T_0) \Delta \gamma \quad (\sigma \text{ dépend de } T)$$

$$\sigma(T_0) \Delta \gamma = \rho C_p (T - T_0) \quad \left\{ \begin{array}{l} \rho = \text{Masse spécifique du matériau} \\ C_p = \text{Chaleur spécifique à pression constante} \end{array} \right.$$

donc : $T - T_0 = \frac{\sigma(T_0)}{\rho C_p}$

ainsi : $\frac{\partial \text{Log } T}{\partial \gamma} = \frac{\partial T}{\partial \gamma} \cdot \frac{1}{T} = \frac{\sigma'(T)}{\rho C_p T}$ (vrai quel que soit T)

D'où la relation :

$$\Gamma_{adia} = \Gamma_{iso}(T, \gamma) - \frac{mQ \sigma'(T)}{\rho C_p RT^2} \quad (j)$$

v) Etude des variations de λ, λ' et λ'' (Fig. V.5.).

Pour cela, on résoud l'équation différentielle du second ordre (g) ; la solution aura la forme $\lambda = f(\gamma_t)$.

On considère une solution apériodique de la forme :

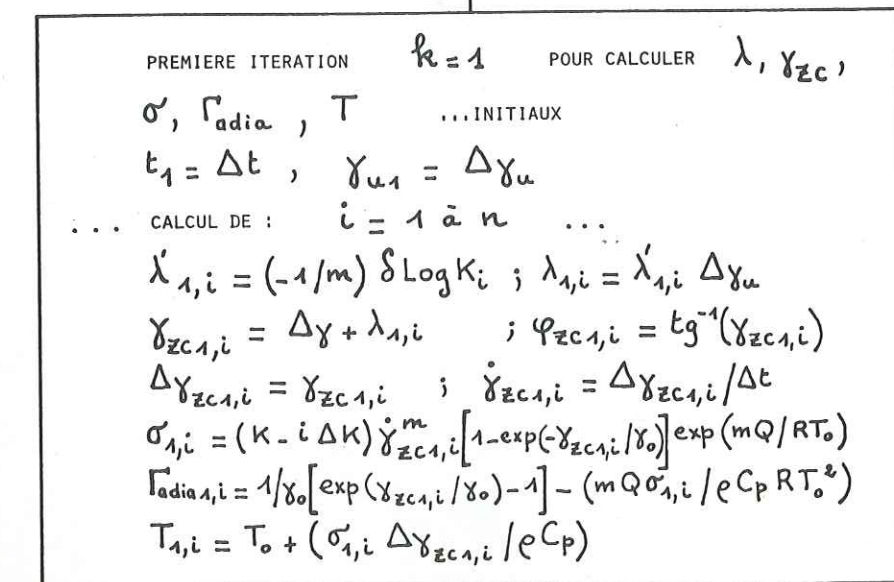
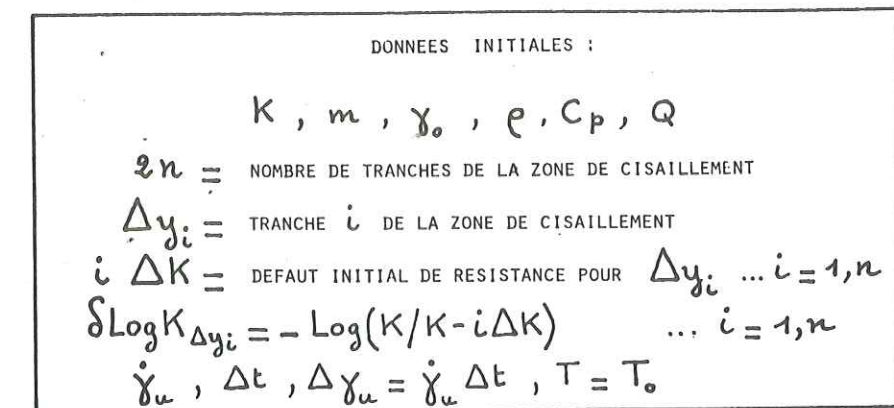
$$\lambda = \lambda_0 + a \exp\left(\frac{\gamma}{\gamma_x}\right) + b \exp\left(\frac{\gamma}{\gamma_{II}}\right)$$

où : λ_0 est le gradient de déformation initial ... $\lambda_0 = 0$

et : γ_x et γ_{II} sont les deux racines de l'équation caractéristique, du second degré en γ :

$$\gamma_I, \gamma_{II} = \frac{-\Gamma \pm \sqrt{\Gamma^2 - 4m\Gamma'}}{2m}$$

On étudie ainsi les variations de λ et de ses dérivées dans une zone de largeur donnée où $\delta \log K$ est constant ; λ ne dépend de y qu'à travers $\delta \log K$.



$k = k + 1$

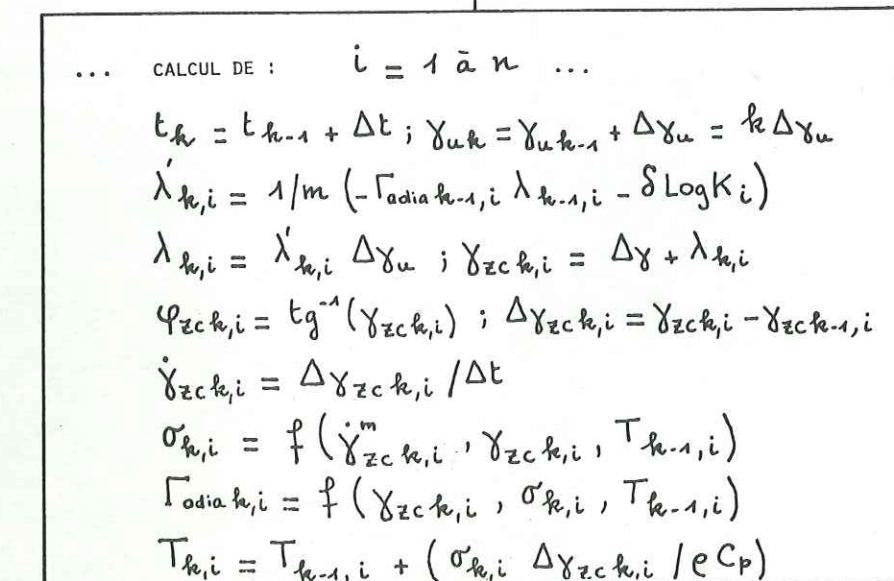


Figure V.11. : Organigramme du programme d'application

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

UN MODELE DE ZONE DUCTILE

La contribution principale de ce travail est l'étude optique du comportement plastique du quartz dans les roches naturellement déformées en vue d'une analyse cinématique de ces roches. Les tectonites étudiées sont prélevées dans trois zones de grande déformation, choisies pour la contribution spécifique que chacune d'elle apporte dans l'étude du quartz et dans l'interprétation cinématique de son comportement, et qui servent de support à une réflexion plus générale sur l'activité thermique et sur le mécanisme d'initiation et de croissance de ces zones.

On présente maintenant une vue globale de chaque niveau de l'étude. Par souci de concision, on ne reprendra pas les conclusions partielles développées dans les chapitres précédents auxquels, de plus, on ne fera pas référence de façon explicite.

VI.1. LE QUARTZ.

Nous nous sommes appuyé exclusivement sur un examen détaillé en microscopie optique des microstructures, des sous-structures, et des orientations préférentielles de forme, de l'axe C et de certains plans de la sous-structure.

VI.1.1. LES MECANISMES DE GLISSEMENT INTRACRISTALLIN.

Soulignons d'abord que les déformations étudiées, ainsi que celles de la majorité des tectonites à quartz décrites dans la littérature ne relèvent pas du processus de dissolution-recristallisation du quartz sinon de façon mineure dans des roches faiblement déformées à relativement basse température (MITRA, 1976), ou exceptionnellement de façon majeure

dans les mêmes conditions que précédemment mais en milieu hydraté (LE CORRE, 1977). Nous n'avons que rarement rencontré les figures optiquement visibles attribuées au mécanisme précédent qui, par ailleurs, n'engendre pas d'orientations préférentielles de réseau. L'orientation préférentielle de forme des grains est donc essentiellement attribuée à basse température à une évolution des joints par le mouvement des dislocations. Pour des déformations importantes et/ou à plus haute température, l'évolution des joints est liée, toujours à travers le mouvement des dislocations, aux divers processus de recristallisation dynamique et statique.

Le microscope optique ne permet pas d'étudier le mouvement complexe des dislocations ; il permet par contre d'en étudier les effets tels que les sous-structures et les orientations préférentielles de réseau. Dans le cas favorable des niveaux à quartz de l'axe d'Angers, où la recristallisation est peu développée, l'étude comparée des orientations préférentielles d'axe C et des différentes sous-structures, dans une déformation croissante, et dans différents types morphologiques de grains originels, a permis de montrer que : (1) à basse température, le système de glissement prédominant est basal ($\{0001\} \langle a \rangle$), et (2) le système basal est relayé, à plus haute température, et peut-être en présence d'eau, par un système de plan prismatique et de direction basale ($\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$). Cette étude, qui montre la signification des sous-joints visibles optiquement en termes de glissement intracristallin et de cinématique, permet d'aborder des cas où la recristallisation syntectonique et éventuellement statique empêche de suivre l'évolution des grains originels. C'est le cas des déformations de relativement haute température, dans lesquelles l'orientation systématiquement prismatique à subprismatique des sous-joints conduit à attribuer un rôle prépondérant aux directions de glissement du plan basal ($\langle a \rangle$) ; l'étude de la distribution des sous-joints dans le repère structural permet d'avancer des interprétations cinématiques que traduisent indirectement les orientations d'axe C (cf. VI.1.2.).

L'importance que nous attribuons à ces mécanismes de direction de glissement $\langle a \rangle$ est compatible avec les données de la littérature (déformations expérimentales, microscopie électronique), excepté pour le système de plan prismatique et de direction prismatique ($\{11\bar{2}0\} [0001]$ par exemple) dont nous n'observons que rarement la trace (sous-joints basaux). De fait, si nous interprétons correctement les diagrammes d'axe C donnés dans la littérature, ce système semble rare dans les tectonites. La revue de MILNES (1971), portant sur de nombreux diagrammes d'orientations préférentielles d'axe C dans les tectonites alpines, illustre cette dernière proposition. Cependant, des observations préliminaires de roches à quartz déformées dans les conditions du faciès granulite anhydre (kinzigites de la bordure occidentale du massif de Ronda, Espagne), révèlent un développement inattendu du nombre des sous-joints basaux aux côtés des sous-joints prismatiques : peut-être est-ce là le domaine naturel de développement du système à direction de glissement prismatique. BLACIC (1975) relève, à cet égard, l'apparition des systèmes $\{11\bar{2}0\} [0001]$ et $\{10\bar{1}0\} [0001]$

dans les conditions expérimentales de "haute température" (au-dessus de 700°C , $\dot{\epsilon}=8.10^{-6} \cdot \text{s}^{-1}$).

VI.1.2. LES DIAGRAMMES D'AXES C. (Figure VI.1.).

Les diagrammes d'orientations préférentielles de réseau sont une image indirecte des mécanismes du glissement (liés à T, $\dot{\epsilon}$...) et des conditions de la déformation (régime de l'écoulement, valeurs relatives de $|X|$, $|Y|$ et $|Z|$). Nous avons interprété en termes de régime d'écoulement et, partiellement seulement, de valeurs relatives X, Y et Z, les diagrammes d'axe C des tectonites dans les trois zones de grande déformation étudiées. L'interprétation des diagrammes est subordonnée à celle de la distribution des plans et des lignes de glissement actifs.

Il serait prématuré, compte tenu du nombre limité d'exemples que nous possédons ou de ceux que l'on peut valablement tirer d'une littérature touffue, de proposer une vue unitaire des diagrammes d'axe C dans les différentes conditions de déformation. La complexité et la diversité des diagrammes d'axe C est due, outre à la variété des régimes de déformation, à l'existence plus ou moins concurrente des trois directions de glissement équivalentes dans le plan de base, des deux plans principaux perpendiculaires entre eux (basal, prismatique), sans compter le rôle joué par des mécanismes mineurs (de direction C, de plans pyramidaux...) susceptibles de créer des variations angulaires, des déplacements de maximums. C'est à ce niveau que les méthodes optiques d'investigation doivent être relayées par des méthodes plus sophistiquées telle la microscopie électronique à transmission. Mais, toujours par moyens optiques, la diversité des systèmes de glissement, au moins dans le cas de glissements de directions $\langle a \rangle$ prédominants, permet en retour une analyse plus fine de la déformation tridimensionnelle des tectonites, à travers l'étude de la distribution des directions de glissement (Fig. VI.j et k ; II.21., III.13, IV.8c. et IV.9). A l'aide des exemples cités, nous montrons pour la première fois que l'on ne peut dissocier l'interprétation des diagrammes d'axe C d'une étude portant sur la nature cristallographique et la distribution des sous-joints dans les principales sections structurales (XZ surtout, YZ et XY) ; c'est particulièrement le cas dans le "domaine recristallisé", à l'exclusion toutefois d'une recristallisation secondaire majeure (croissance exagérée). Dans le "domaine à porphyroclastes" on peut entreprendre en outre (1) une étude du "domaine interdit" du diagramme, c'est-à-dire correspondant aux orientations d'axe C telles que le glissement est impossible ou difficile ; et (2) une étude de la distribution des normales aux plans de pliage. Dans les quartzites d'Angers, on a pu ainsi montrer à l'aide de (1) la prédominance du glissement de plan basal et, à l'aide de (2), l'importance de la compression suivant Z, l'axe Y étant tantôt une direction de compression tantôt une direction d'extension, en accord avec des valeurs K de FLINN proches de 1. D'une façon générale, l'analyse des diagrammes d'axe C doit tenir compte de leur symétrie par rapport aux axes structuraux et principalement, aux plans XY et YZ.

(i) Les différents types de diagramme.

Si l'on a diagnostiqué la prédominance des sous-joints prismatiques, les axes C se disposent alors, en section XZ, à l'extérieur d'un large domaine situé autour de X et d'un domaine plus restreint autour de Z : ceci définit le domaine des couronnes croisées d'axes C (Fig. VI.1.a). Les diagrammes schématisés de la figure VI.1. tentent de faire ressortir les points essentiels relatifs aux particularités des différentes couronnes que nous avons rencontrées. Dans ce schéma probablement grossier, le glissement de plan basal régit les couronnes de type I (Fig. VI.1.a à e), le glissement de plan prismatique et de direction <a> régit les maximums en Y (Fig. VI.1.f à h) et le glissement de directions <a> (le plan de glissement ne semble pas déterminant) régit les couronnes du type II (Fig. VI.1.i à k). Les types élémentaires précédents peuvent se trouver en combinaisons : c'est le cas par exemple d'une couronne présentant des submaximums proches de Z et de Y qui permet d'envisager que le système prismatique <a> et celui de plan basal sont également actifs (Fig. VI.1.d+f). On ne peut pas exclure certains cas de "convergences de forme" des diagrammes : un glissement de plan basal dans le domaine constrictif peut conduire à des orientations d'axes C proche de Y, orientations que l'on obtient aussi pour un glissement de plan prismatique et de direction <a>, dans le domaine de l'aplatissement. Dans les diagrammes en couronnes, une disposition des axes C en petits cercles autour de Z est attribuée à un fort aplatissement autour de cette direction (Fig. VI.1.l et m) : c'est le cas des déformations expérimentales en compression uniaxiale (Fig. IV.10. ; TULLIS, 1971), c'est le cas de certains diagrammes de MARJORIBANKS (1976 ; Fig. II.17.), dans le domaine de l'aplatissement ($K \ll 1$) et pour des déformations de relativement basse température, c'est aussi le cas dans certains domaines de la zone de Maydan (Fig. IV.8.). TULLIS (1971) attribue à l'augmentation du rapport glissement prismatique/glissement basal, l'ouverture croissante des petits cercles avec l'accroissement de T et ϵ^{-1} (Fig. I.11.). Nos observations n'apportent pas d'arguments sur ce point outre le fait que le glissement prismatique considéré serait de direction prismatique, plutôt que de direction basale, ce dernier tendant à donner des concentrations en Y. La géométrie de l'écoulement pourrait jouer un rôle dans l'ouverture des petits cercles ainsi que l'indiqueraient des observations préliminaires dans les niveaux à structure linéaire prédominante de Maydan ("tuyaux" de Sirindel, Fig. IV.6.) et du Népal ; dans ces déformations, dont le mécanisme serait proche de celui d'une extrusion, les petits cercles autour de Z sont très ouverts ($\sim 45^\circ$).

(ii) Etude de la symétrie.

La symétrie du diagramme par rapport au plan YZ renseigne sur le régime de déformation (Fig. VI.1.) : dans le cas symétrique (égalité de population des couronnes, petits cercles complets ou double maximum de part et d'autre de Z), le régime est irrotationnel et la linéation matérialise la direction d'écoulement de la roche ; le cas contraire indique un

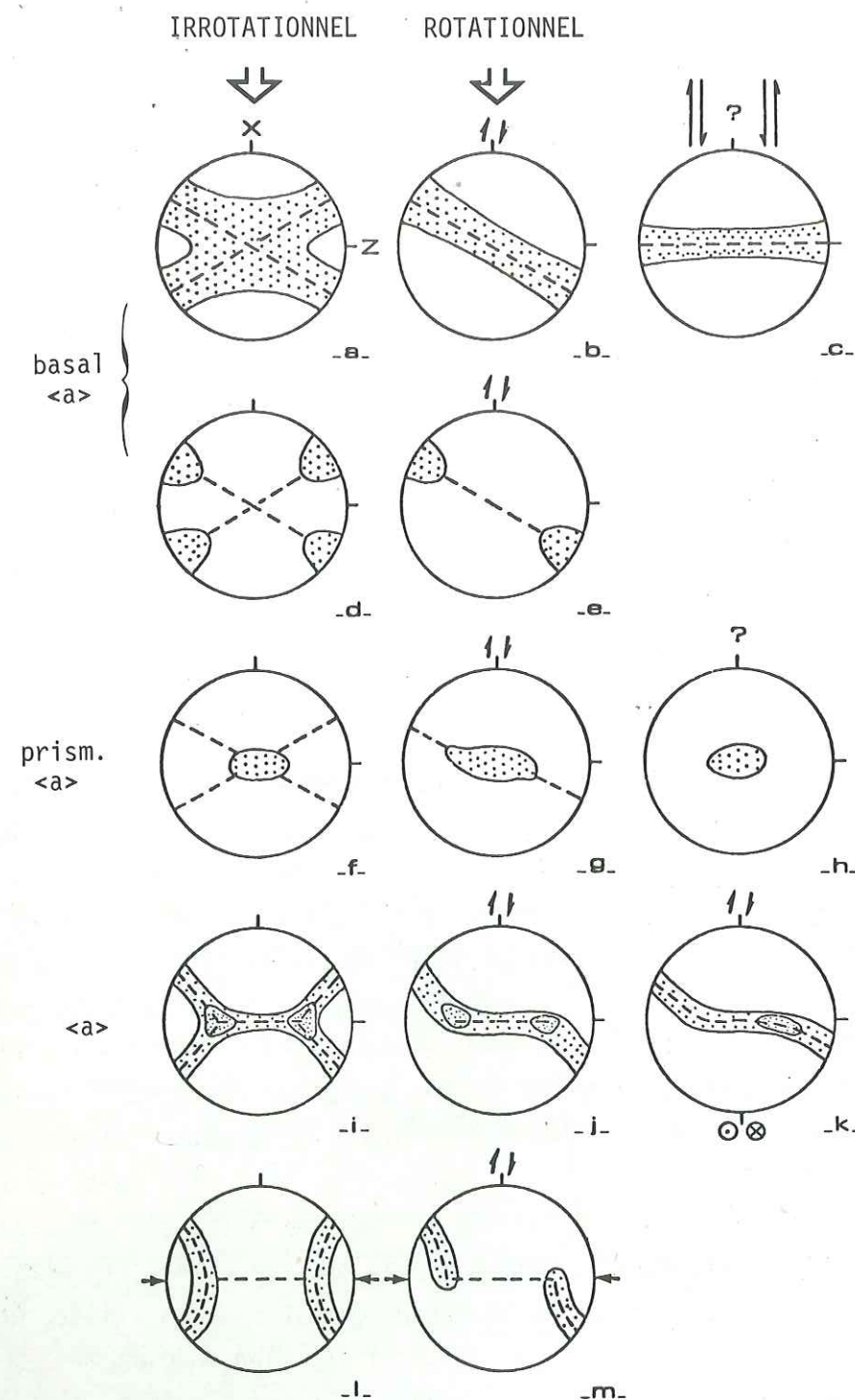


Figure VI.1. : Les principaux diagrammes d'axe C. Section XZ (cf. texte).

Régime irrotationnel : colonne de gauche. Régime rotationnel (dans la section plane XZ) : Colonne centrale + c et k colonne de droite : c : couronne subperpendiculaire à X (déformation plane, cisaillement très important, cf. texte); h : ce diagramme ne donne pas d'indications sur le régime : on suggère d'étudier l'orientation des sous-structures en section XY ; k : composante rotationnelle en section YZ (cf. texte ; Fig. IV.8c et IV.9.).

a : Domaine des couronnes croisées en pointillés ; en tirets, couronnes du type I.

b, c, d, e : Couronnes du type I (cf. Chap. II). f, g, h : Maximum en Y (cf. Chap. II).

i, j, k : Couronnes du type II (cf. Chap. III et IV).

l, m : Petits cercles (cf. Chap. IV).

régime rotationnel, ou à composante rotationnelle suivant l'importance de la dissymétrie et tel que la linéation est oblique sur la direction de l'écoulement de la roche.

Il reste cependant que certaines tectonites présentent des diagrammes d'axe C symétriques, bien que placées dans un contexte cisailant connu (Fig. III.15n ; HARA *et al.*, 1973 ; RIEKELS and BAKER, 1977) : dans ces cas le régime est-il strictement irrotationnel ? On remarque que : (1) dans l'étude systématique des quartzites du M.C.T. (Fig. III.15.), il s'agit d'1 cas sur 16 ; (2) dans l'étude de RIEKELS et BAKER, la goniométrie X révèle une nette dissymétrie des axes $\langle a \rangle$; d'autre part, une étude précédente (BAKER and WENK, 1972) d'un autre échantillon du Moine Thrust prélevé dans la même collection de CHRISTIE (1963), montre une dissymétrie des axes C et $\langle a \rangle$ (Fig. III.14.) ; (3) dans l'étude de HARA *et al.* (1973), choisi comme exemple support de RIECKELS et BAKER, certains diagrammes d'axe C sont dissymétriques. On serait tenté de conclure que dans les exemples précédents la composante rotationnelle n'est pas dominante, et dans ce cas, on doit avoir recours à une étude statistique.

Le cas d'une couronne unique inclinée d'un angle α sur le plan YZ (Fig. VI.b, j et k) révèle un régime essentiellement rotationnel dont la direction d'écoulement est approximativement celle de la normale à la couronne. Dans les exemples étudiés, nous n'avons pas mis en évidence de variations significatives de l'angle α dans une déformation croissante (Fig. II.10. et III.15.) comme le montre LAURENT (sous-*presse*) dans la déformation progressive d'un granite, développée sur 10 cm environ, et dont l'étude fine de la déformation finie selon les méthodes de RAMSAY et GRAHAM (1970) montre qu'il s'agit strictement d'un mécanisme de cisaillement simple. LAURENT trouve une bonne corrélation entre la diminution de α et l'accroissement de l'angle de cisaillement. Dans la déformation progressive des quartzites d'Angers, on pourrait attribuer l'absence de variation de α , à l'importance de la composante irrotationnelle dans la déformation (tendance à l'extrusion selon X) ; dans les quartzites du Népal, dont la déformation n'est pas plane (Fig. III.13.), la mesure de la faible tendance de α à diminuer en direction du M.C.T. (Fig. III.7. et 8.) est obscurcie, dans ces couronnes de type II, par la portion du diagramme de part et d'autre de Y dans laquelle les axes C sont perpendiculaires à X (Fig. VI.j et k). Il apparaîtrait alors dans le cas le plus général des déformations non planes, et même pour un régime rotationnel prédominant en section XZ, que l'angle α ne peut-être directement corrélé à l'angle de cisaillement. Ceci pose le problème, non rencontré dans notre étude, mais décrit par ailleurs (EISBACHER, 1970 ; WILSON, 1975), de l'interprétation d'une couronne unique à peu près confondue avec le plan YZ (= subperpendiculaire à X) (Fig. VI.c.) : elle résulterait d'une déformation plane pour un angle de cisaillement très élevé. Allant dans le

sens de cette analyse, EISBACHER observe plus fréquemment des couronnes uniques faiblement inclinées, plus classiques, et dont l'obliquité, dans le contexte cisailant de sens connu est conforme à notre interprétation. Allant aussi dans le sens de notre interprétation qui, en définitive, est un prolongement naturel des travaux de NICOLAS *et al.* (1971, 1972, 1973) dans l'olivine, LUNARDI et BAKER (sous-*presse*) annoncent une relation systématique entre obliquité de réseau et sens de cisaillement dans un certain nombre de tectonites déformées dans un contexte cisailant de sens connu.

VI.2. LES ZONES DUCTILES.

Le caractère cinématique le plus constant de ces zones est un écoulement plastique de direction horizontale ou faiblement pentée ; cet écoulement est subparallèle à une linéation majeure d'allongement qui, avec diverses autres linéations qui lui sont parallèles ou géométriquement liées, constitue le caractère structural le plus constant de ces zones. Le plan support de l'écoulement plastique, plus ou moins parallèle au plan de foliation est faiblement penté dans les chevauchements majeurs et en moyenne redressé dans les zones ductiles en décrochement, conformément aux conditions géométriques selon lesquelles s'applique le couple de cisaillement.

Le développement qui suit est relatif aux zones ductiles en décrochement, probablement plus communes dans les grandes déformations de la croûte continentale, et dans l'ensemble mieux connues ; d'autre part, leur étude est plus simple dans le sens où elles ne font en général intervenir ni des conditions thermiques originellement dissymétriques (plaque chaude contre plaque froide), ni le rôle de la gravité. Ces zones, qui se développent sur des dizaines à des centaines de kilomètres en longueur, et en largeur sur quelques kilomètres ou moins, montrent une activité thermique marquée par une zonation métamorphique symétrique de part et d'autre de leur axe.

Avant de proposer une vue synthétique et nécessairement schématique des zones ductiles (NICOLAS *et al.*, sous *presse*), s'appuyant sur les études précédentes de l'axe d'Angers et de la zone de Maydan, nous présentons le cas de la Montagne Noire dont les caractéristiques structurales et thermiques suggèrent qu'elle puisse s'interpréter aussi comme une zone ductile. Nous n'insisterons pas sur les caractéristiques thermiques, déjà exposées au paragraphe V.1.1.

VI.2.1. CARACTERES STRUCTURAUX DE LA MONTAGNE NOIRE.

Au Sud-Ouest du Massif Central français, la Montagne Noire (Fig. VI.2.) fait l'objet depuis longtemps de nombreuses études pétrologiques et structurales, dont récemment, celles

de DEBAT (1974) à l'extrémité orientale, d'ARTHAUD (1970) au centre et au Sud, et de BOGDANOFF (1973) à l'extrémité orientale.

Des ortho- et des paragneiss, datés de 530 M.A. (HAMET et ALLEGRE, 1972), sont disposés en auréole (Fig. VI.2. et 3.) autour d'une zone axiale formée de gneiss migmatitiques et de granites déformés d'âges hercyniens (HAMET et ALLEGRE, 1976). Ces formations sont surmontées de roches métamorphiques tardiprécamбриennes. Au Nord, des accidents E-W cachent les relations de ces dernières formations avec le Paléozoïque ; au Sud, ARTHAUD montre que les formations métamorphiques sont recouvertes par des nappes hercyniennes, à matériel paléozoïque faiblement métamorphique à non métamorphique, le degré de ce dernier décroissant vers le Sud en s'éloignant de l'axe de la structure. DEBAT et ARTHAUD, dans leur domaine respectif, distinguent plusieurs phases de déformation plus ou moins coaxiales : il en ressort principalement une tendance linéaire souvent prononcée, subhorizontale, de direction relativement constante, développée au cours des premières phases synmétamorphes de la déformation. Les distributions planaires (plans axiaux de plis, foliations et schistosités) sont beaucoup plus variables, mais leur disposition en zone autour des lignes précédentes accentue la tendance linéaire principale. Les diagrammes "L" de la figure VI.3. montrent l'orientation générale de ces lignes, subhorizontales et de direction ENE, qui correspondent, pour partie des données au moins, aux linéations majeures (minérales, d'allongement) caractéristiques des phases principales de la déformation. La disposition en zone autour de ces linéations est illustrée par les diagrammes "S" en figure VI.3. des foliations, dans les gneiss et les granites du coeur de la zone, et dans les schistes métamorphiques qui les surmontent. Ces relations structurales (plans-lignes) dans les diverses formations de l'extrémité orientale de la Montagne Noire apparaissent dans les diagrammes de la figure VI.4., construits d'après les données brutes de BOGDANOFF, et résumés par la figure VI.5. On relève en outre, comme c'est le cas dans l'axe d'Angers et à Maydan, la présence d'un débit tardif préférentiel subperpendiculaire aux linéations (Fig. VI.4(14) et VI.5.). Ces diverses structures linéaires s.l. (linéations diverses, axes de zone des plans de foliations et des plans axiaux, normales aux plans de débit) sont toutes disposées à proximité immédiate d'une direction moyenne 63 E 13 (Fig. VI.5.)

Ces arguments structuraux montrent que les plis à grand rayon de courbure, responsables de la structure en dôme de cette zone, sont coaxiaux (1) avec les linéations majeures précoces, et (2) avec les linéations plus tardives d'axes de plis replissant la foliation. On remarque aussi que, dans une large mesure, cette direction moyenne est encore celle des axes de plis dans les nappes de la bordure méridionale (diagramme "L" en bas et au milieu de la figure VI.3.).

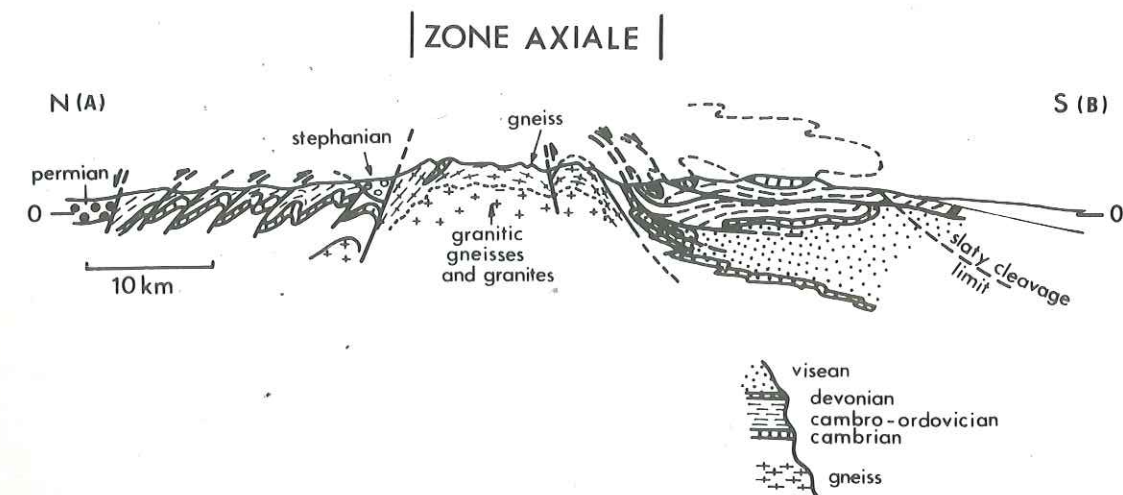


Figure VI.2. : Coupe de la Montagne Noire (ARTHAUD, 1970).
Localisation approximative : AB en figure VI.3.

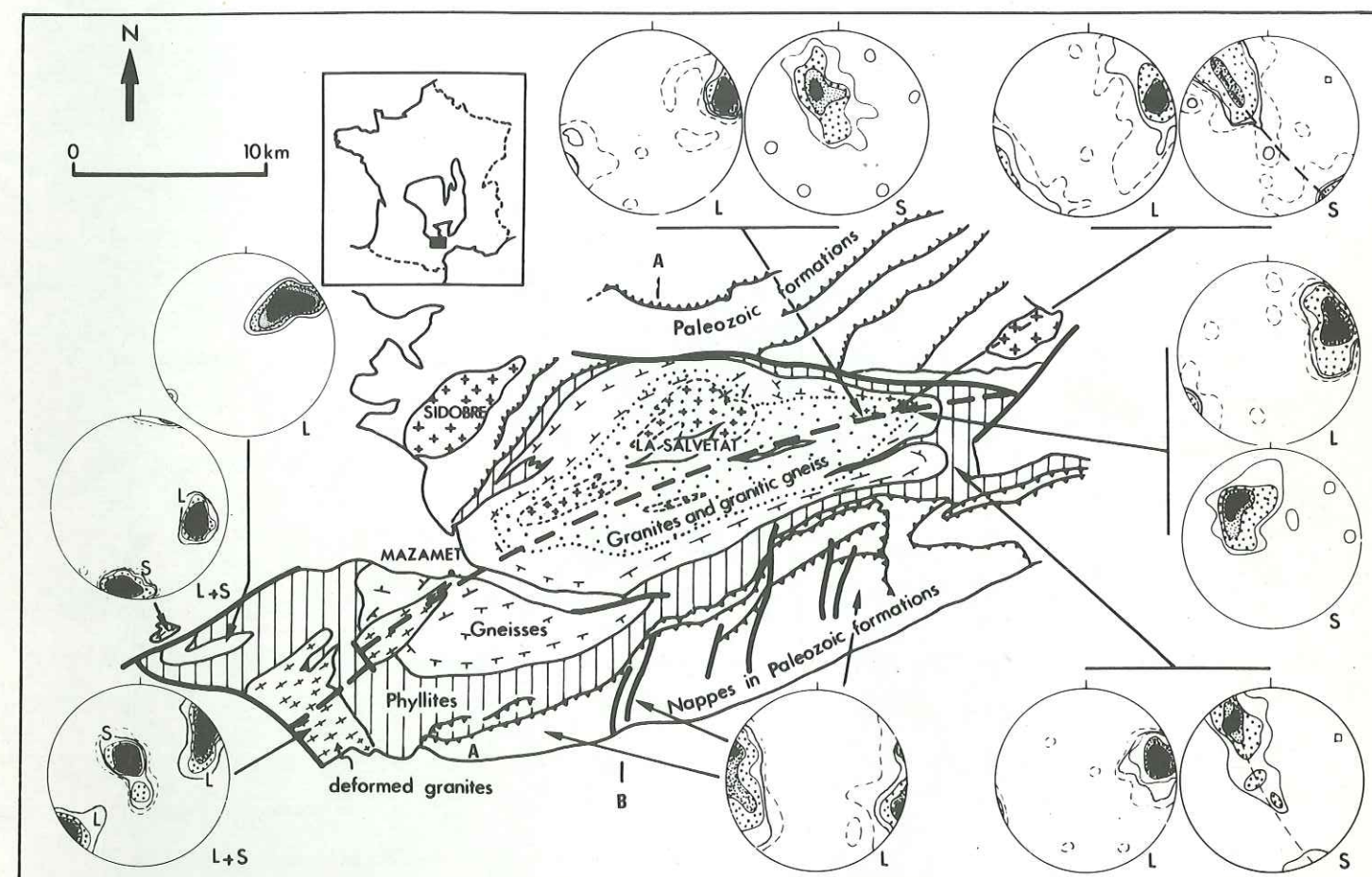


Figure VI.3. : Carte géologique simplifiée de la Montagne Noire (d'après ARTHAUD, 1970). Les diagrammes d'orientation des structures sont construits à partir des données de ARTHAUD (1970), BOGDANOFF (1973) et DEBAT (1974). Hémisphère inférieure ; contours approximativement à 1 (pointillés), 2, 4, 8, 10% pour 1 %. Les diagrammes - L donnent les linéations minérales ou d'allongement ainsi que les linéations d'axe de plis ; les diagrammes - S donnent les foliations et les schistosités des déformations principales synmétamorphes. En partant de la droite de la cartouche de localisation et en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre : 96L et 56S dans les granites ; 240L et 170S dans les gneiss du coeur ; 72L et 47S dans les gneiss de la bordure ; 96L et 49S dans les schistes métamorphiques ; 350L dans les nappes ; 31L et 97S dans les granites déformés ; 54L dans les schistes métamorphiques et dans les marbres.

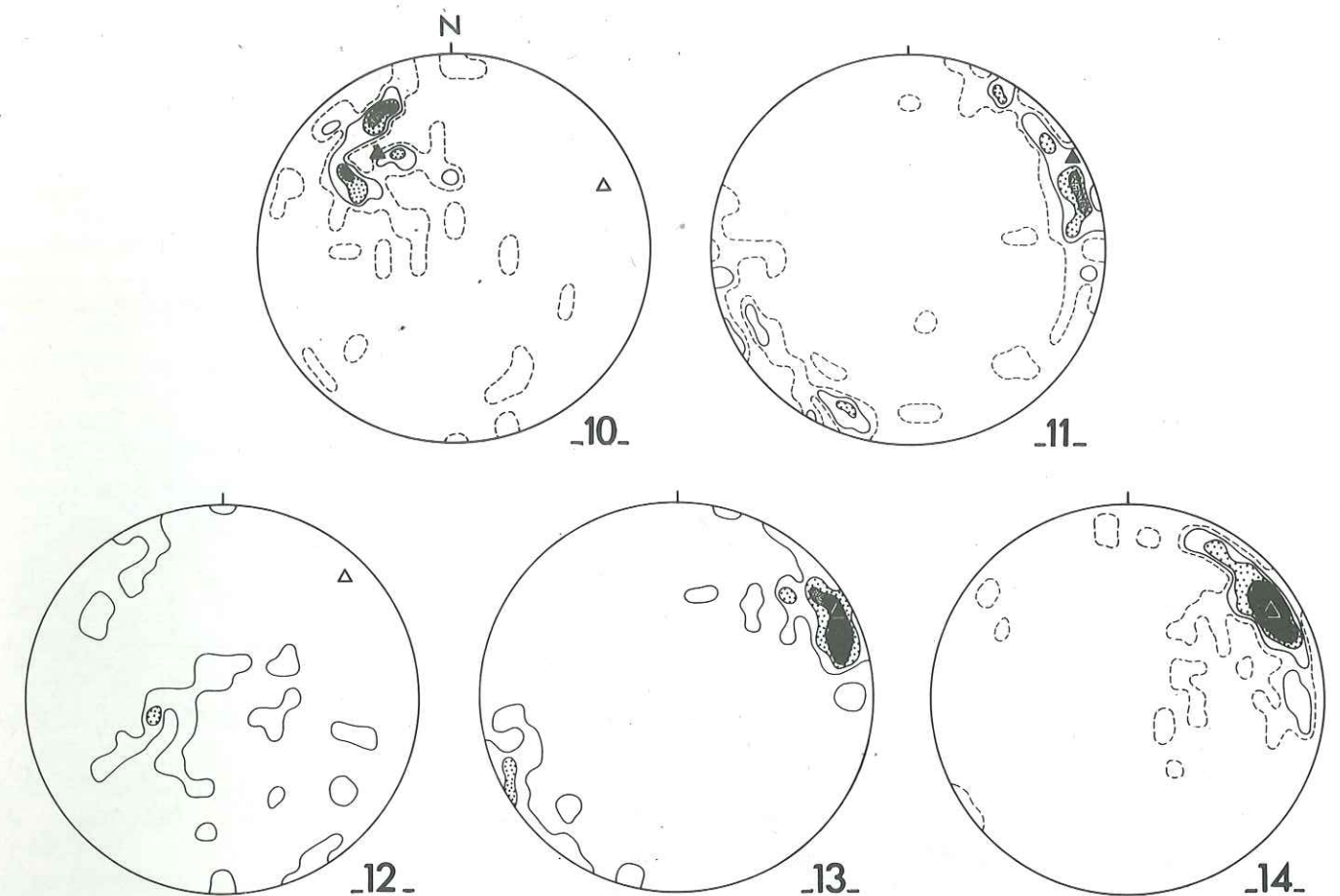
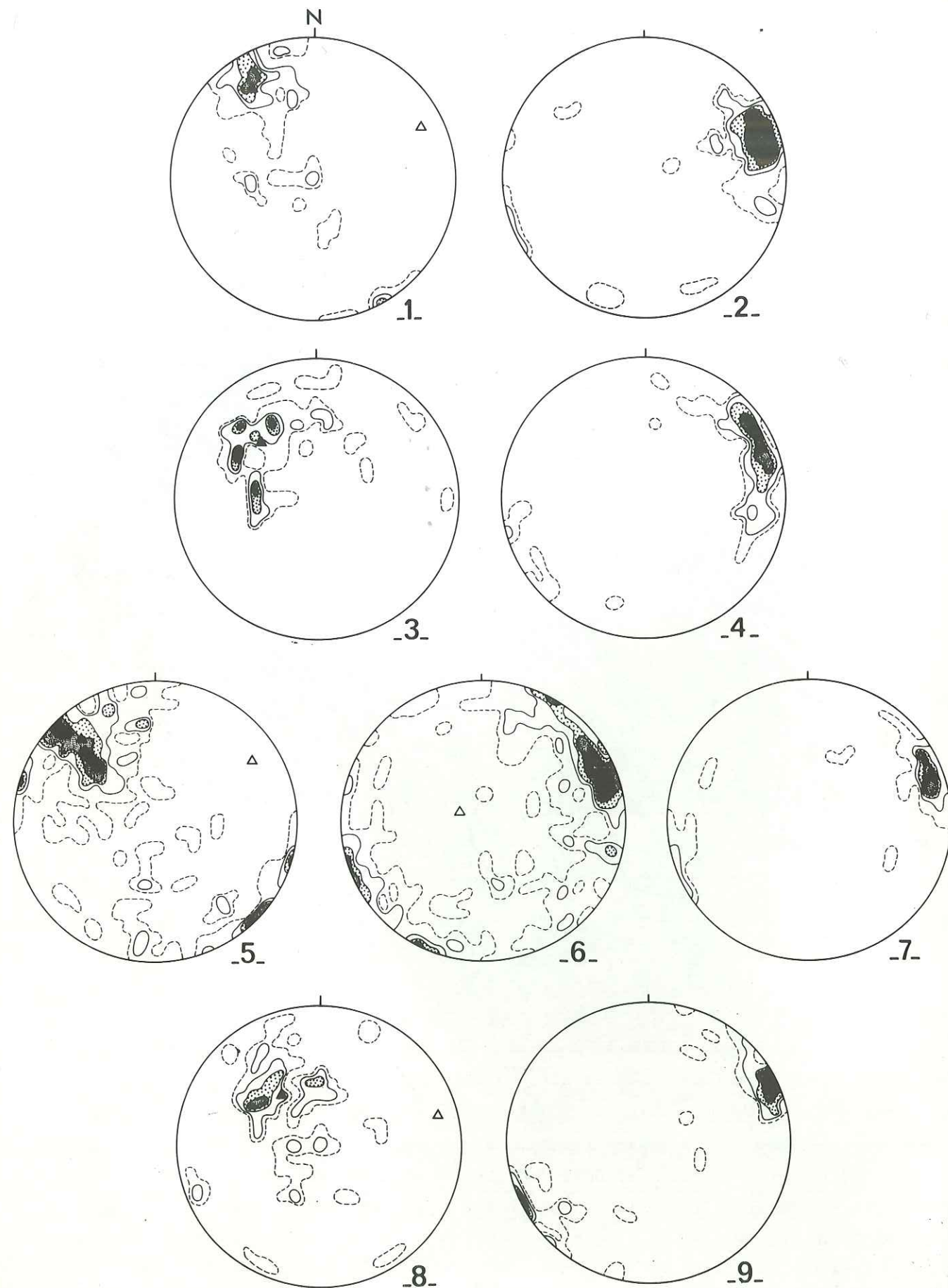


Figure VI.4. : Structures de l'extrémité orientale de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse), d'après les diagrammes de BOGDANOFF (1973). ▲ Meilleur Axe; △ Pôle Meilleur Plan de la distribution (synthèse en figure VI.5.).

1 : plans de schistosité dans les schistes X_1 ; 49 mes. ; 2.0, 4.0, 8.0, 12.0% et plus ;

2 : linéations et axes de plis dans les schistes X_1 ; 98 mes. ; 1.0, 3.0, 5.0, 6.0, max. 11.0% ;

3 : plans de foliation dans les gneiss du Cortex ; 48 mes. ; 2.0, 4.0, 6.0, 12.0, max. 14.0% ;

4 : linéations et axes de plis dans les gneiss du Cortex ; 71 mes. ; 1.3, 4.0, 9.0 et plus ;

max. : 13.0% ; 5 : plans de foliation dans les gneiss du Noyau ; 169 mes. ; 1.2, 2.4, 3.6, max. 6.0% ;

6 : linéations et axes de plis dans les gneiss du Noyau ; 238 mes. ; 0.8, 1.6, 2.4, 3.0 et plus, max. 6.0% ; 7 : allongement des nodules quartzo-sillimanitiques des gneiss du Noyau ; 60 mes. ; 1.6, 6.6, 13.0, max. 16.0% ;

8 : plans de foliation dans les granitoïdes ; 54 mes. : 2.0, 4.0, 6.0, 8.0% ;

9 : linéations dans les granitoïdes ; 36 mes. ; 2.5, 5.0, 7.5, 15.0, max. 20.0% ;

10 : plans de foliation dans les enclaves ; 42 mes. : 2.0, 4.0, 6.0, max. 8.0% ;

11 : linéations et axes de plis dans les enclaves ; 64 mes. ; 1.5, 3.0, 6.0% et plus ;

12 : surfaces à sillimanite ; 28 mes. ; 13 : direction des stries des surfaces à sillimanite ; 39 mes. ; 2.5, 5.0, 10.0, 15.0% et plus ;

14 : diaclases d'azimut SSE dans toutes les formations ; 92 mes. ; 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 12.0% et plus.

		P.M.P. (DIRECTION- PENDAGE)	M.A. (DIRECTION- PENDAGE)
1	GRANITOIDES	S(54 MES.) 74.E14	L(36 MES.) 60.E4
2	GNEISS DU COEUR	S(170 MES.) 60.E23	L(238 MES.) 64.E9
3	SILLIMANITE EN PLACAGES ET FIBRES DANS (2)	S(28 MES.) 45.E11	L(36 MES.) 61.E18
4	NODULES Qtz/SILL. DANS (2)		L(60 MES.) 71.E8
5	GNEISS DU CORTEX	MAUVAISE DISTRIBUTION PLANAIRE DE S.	L(71 MES.) 66.E11
6	SCHISTES METAMORPHIQUES	S(49 MES.) 63.E17	L(98 MES.) 72.E14
7	PLANS DE DEBIT	PAS DE DISTRIBUTION PLANAIRE	S(92 MES.) 58.E15

Figure VI.5. : Analyse des distributions des éléments structuraux présentés en figure VI.4. (extrémité orientale de la Montagne Noire ; d'après les données brutes de BOGDANOFF, 1973). P.M.P. : Pôle du Meilleur Plan des distributions planaires ; M.A. : Meilleur Axe des distributions axiales (DAROT and BOUCHEZ, 1976 ; cf. I.5.4.).

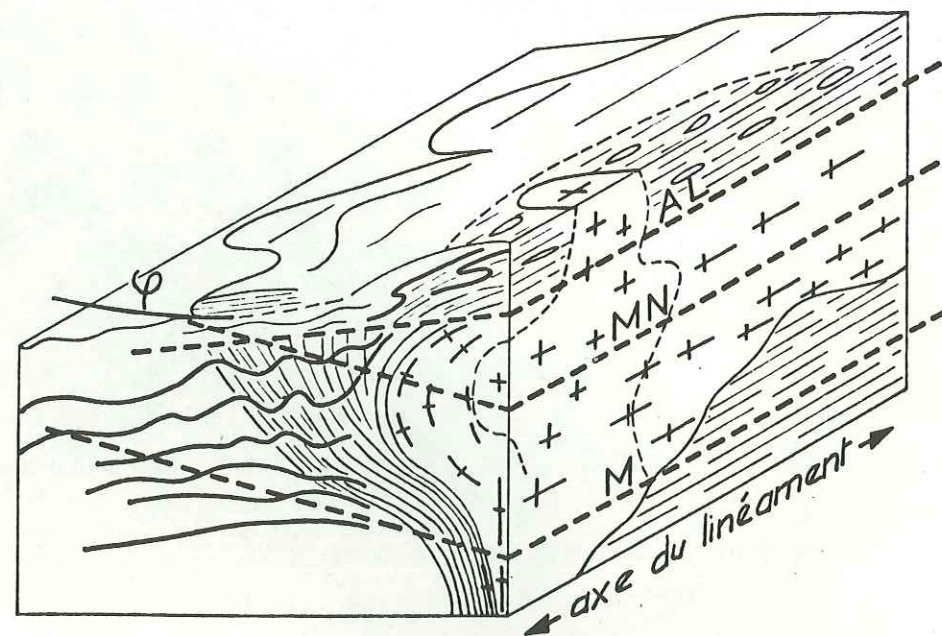


Figure VI.6. : Modèle synthétique de zone ductile.

La coupe longitudinale passe approximativement par le plan axial de la zone ductile. Dans cette reconstitution, chacune des zones ductiles étudiées représenterait une section à un niveau différent dans la croûte (AL : Angers-Lanvaux ; MN : Montagne Noire ; M : Maydan).

VI.2.2. UN MODELE GENERAL DE ZONE DUCTILE.

On propose d'attribuer au déplacement subhorizontal de blocs crustaux le long d'une zone ductile, le développement, dans cette dernière, des linéations subhorizontales et des foliations en moyenne redressées. L'échauffement plastique, responsable d'une zonation métamorphique à symétrie bilatérale autour de l'axe de la zone ductile, concentre progressivement l'écoulement dans cet axe et peut conduire à la fusion partielle qui, en profondeur s'exprime par des formations anatectiques qui peuvent monter au cours de la déformation. Cette montée se traduirait, dans les niveaux profonds, par le redressement des linéations dans les roches migmatitiques et pegmatitiques (Maydan, Fig. IV.5.), et dans les niveaux moins profonds par les structures en coupole (Angers, Montagne Noire ; voir aussi BAK et al. , 1975), autour desquelles s'appuient alors les plans de l'écoulement. Ces masses ascendantes, elles-mêmes progressivement déformées dans l'écoulement général, peuvent former des orthogneiss que l'on ne distinguerait plus structuralement d'anciennes formations orthogneissiques ; à la fin du processus de déformation, l'anatexie pourrait s'exprimer par des granites intrusifs. Les plis d'axes parallèles à la linéation d'allongement indiquent une composante de compression attribuée, outre à une orientation régionale des contraintes par rapport au plan de la zone ductile, au régime des contraintes développé lors de la mise en place, dans les parties relativement superficielles, des matériaux partiellement fondus. La remontée topographique de la zone axiale en même temps que le déplacement continu des blocs, peut donner naissance, dans les formations sédimentaires sus-jacentes, à des nappes de "cisaillement-gravité" s'écoulant latéralement, et de part et d'autre de la zone axiale, à des plis droits de compression d'axes parallèles à la structure générale.

REFERENCES

- ARDELL, A. J., CHRISTIE, J.M., and TULLIS, J.A., 1973. Dislocation substructures in deformed quartz rocks. *Crystal Lattice Defects*, 4 : 275-285.
- ARTHAUD, F., 1970. Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Publ. U.S.T.E.L.A., Montpellier, 175 p.
- ARTHAUD, F. et MATTE, P., 1975. Les décrochement tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution de la déformation. *Tectonophysics*, 25 : 139-171.
- AVE' LALLEMANT, H.G. and CARTER, N.L., 1970. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 : 2203-2220.
- AVE' LALLEMANT, H.G., and CARTER, N.L., 1971. Pressure dependance of quartz deformation lamellae orientations. *Am. J. Sci.*, 270 : 218-235.
- BAETA, R.D., and ASHBEE, K.H.G., 1967. Plastic deformation of quartz at atmospheric pressure. *Phil. Mag.*, 15 : 931-938.
- BAETA, R.D., and ASHBEE, K.H.G., 1969. Slip systems in quartz. I-Experiments ; II- Interpretation. *Am. Mineral.*, 54 : 11-12 et 1551-1582.
- BAETA, R.D., and ASHBEE, K.H.G., 1970. Mechanical deformation of quartz. I. Constant strain-rate compression experiments ; II. Stress relaxation and thermal activation parameters. *Phil. Mag.*, 22 : 601-623 et 625-635.
- BAK, J., KORSTGARD, J. and SORENSEN, K., 1975. A major shear zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland. *Tectonophysics*, 27 : 191-209.
- BAKER, D.W., WENK, H.R., and CHRISTIE, J.M., 1969. X-ray analysis of preferred orientations in fine grained quartz aggregates. *Jour. Geol.*, 77 : 144-172.

- BAKER, D.W., and WENK, H.R., 1972. Preferred orientation in a low-symmetry quartz mylonite. *J. Geol.*, 80 : 81-105.
- BAKER, D.W., and RIEKELS, L.M., 1977. Dauphiné twinning in quartzite mylonite. *Jour. Geol.*, 85 : 15-26.
- BALK, R., 1952. Fabric of quartzites near thrust faults. *Jour. Geol.*, 60 : 415-435.
- BALL, A. and WHITE, S., 1977. An etching technique for revealing dislocation structures in quartz grains. *Tectonophysics*, 37 : T9-T14.
- BARD, J.P. and RAMBELOSON, R., 1973. Métamorphisme plurifacial et le sens de variation du degré géothermique durant la tectogénèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (massif du Caroux, Sud du Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XV : 579-586.
- BARTOLI, F., PECHER, A. et VIALON, P., 1974. Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans. *Géologie Alpine*, 50 : 17-26.
- BICKLE, M.J., HAWKESWORTH, C.J., ENGLAND, P.C. and ATHEY, D.R., 1975. A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. *Earth Planet. Sci. Letters*, 26 : 13-
- BIRD, P., TOKSOZ, M.N., and SLEEP, N.H., 1975. Thermal and mechanical models of Continent-Continent convergence zones. *J. Geophys. Res.*, 80 (32) : 4405-4416.
- BISHOP, J.F.W., 1954. A theory of the tensile and compressive textures of face-centered cubic metals. *J. Mech. and Phys. of Solids*, 3 : 130-142.
- BLACIC, J.D., 1971. Hydrolytic weakening of quartz and olivine. Ph.D. Thesis, Univ. of California. Los Angeles, 205 p.
- BLACIC, J.D., 1975. Plastic-deformation mechanisms in quartz : the effect of water. *Tectonophysics*, 27 : 271-294.
- BLAISE, J., 1972. Etudes stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques dans les montagnes de Maydan et de Wardak (Afghanistan Central). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique*, 2, XIV : 357-370.
- BLAISE, J., BORDET, P., DESPARMET, R., MARIN, P., et MONTENAT, C., Géologie dans les Montagnes Centrales de l'Afghanistan (Hazarajat et bordure occidentale). *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. 8. (sous-presse).
- BOAS, W., and SCHMID, W.E., 1931. Sur deutung der deformations texturen von metallen. *Z. Tech. Physik*, 12 : 71-75.
- BOEHM, A., 1883. Über die gesteine des Wechsels. *Tschermak. Min. u. Petr. Mitt.*, 5 : 197-214.
- BOGDANOFF, S., 1973. Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse, Hérault). *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1 : 1-28.
- BORRADAILE, G.J., 1976. Thermal anisotropy. A factor contributing to the distribution of caledonian metamorphic zones in the SW Scottish Highlands ? *Geologie en Mijnbouw*, 55 : 41-45.
- BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F., DAROT, M., MERCIER, J.C. et NICOLAS, A., 1971. Analyse pétrofabrique. Travaux du laboratoire de Géologie structurale de Nantes. 76p.

- BOUCHEZ, J.L., 1975. Plasticité et morphologie du quartz dans la déformation progressive d'horizons gréseux associés aux Schistes d'Angers. 3e Réunion Annuelle Sc. Terre, Montpellier : 61.
- BOUCHEZ, J.L. et BLAISE, J., 1976. Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (massif Armoricaire). *Bull. Soc. Géol. France*. XVIII (1) : 145-157.
- BOUCHEZ, J.L. et PECHER, A., 1976. Textures et orientations préférentielles du quartz en relation avec le cisaillement du Grand Chevauchement Central himalayen. 4e Réunion Annuelle Sc. Terre. Paris. p. 67.
- BOUCHEZ, J.L., 1977. Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient, *Tectonophysics*, 39 : 25-50.
- BOUCHEZ, J.L. et PECHER, A., 1976. Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayen. *Bull. Soc. Géol. France*. XVIII, 6 : 1375-1383.
- BOUCHEZ, J.L. et BOULLIER, A.M., 1977. Le quartz en ruban dans les tectonites. 5e Réunion Annuelle Sc. Terre. Rennes, p. 92.
- BOUDIER, F. et NICOLAS, A., 1968. Découverte de chloritoïde dans les schistes ardoisiers d'Angers. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 91 : 92-94.
- BOUDIER, F., 1976. Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et pétrologique. Thèse Univ. Nantes, 180 p.
- BRUNEL, M. et MALIAKOV, Y., 1972. Utilisation de l'orientation préférentielle du quartz comme marqueur de la déformation hercynienne dans le granite préhercynien du Mendic (Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, Paris : 2627-2630.
- CALNAN, E.A., and CLEWS, C.J.B., 1950. Deformation textures in face-centred cubic metals. *Phil. Mag.*, 41 : 1085-1100.
- CALNAN, E.A., and CLEWS, C.J.B., 1951. Development of deformation textures in metals, 2. *Phil. Mag.*, 42 : 616-635.
- CARSLAW, H.S., and JAEGER, J.C., 1959. Conduction of heat in solids. Oxford Univ. Press., 510 pp.
- CARTER, N.L., CHRISTIE, J.M., and GRIGGS, D.T., 1961. Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand (Abst.) : *Jour. Geophys. Research*, 66 : 2518-2519.
- CARTER, N.L., CHRISTIE, J.M., and GRIGGS, D.T., 1964. Experimental deformation and recrystallization of quartz. *J. Geol.*, 72 : 687-733.
- CARTER, N.L., 1965. Basal quartz deformation lamellae. A criterion for recognition of impactites. *Am. J. Sci.*, 263 : 786-806.
- CARTER, N.L., and FRIEDMAN, M., 1965. Dynamic analysis of deformed quartz and calcite from the Dry Creek Ridge Anticline, Montana. *Am. J. Sci.*, 263 : 747-785.
- CARTER, N.L., and RALEIGH, C.B., 1969. Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 : 1231-1264.
- CAVET, P. et Coll., 1970. Carte géologique à 1/50.000, Chalonnes-sur-Loire, notice explicative, Bur. Rech. géol. Min.
- CAVET, P. et Coll., 1976. Carte géologique à 1/50.000, Angers, notice explicative, Bur. Rech. géol. Min.

- CHAURIS, L. et LUCAS, G., 1964. Les environs de Bécon-Les-Granits (Maine-et-Loire). Feuille d'Ancenis au 1/80.000. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 277, 60 : 25-33.
- CHAUVEL, J.J., 1974. Les minerais de fer de l'Ordovicien inférieur du bassin de Bretagne-Anjou. France. Sedimentology, 21 : 127-147.
- CHRISTIE, J.M., 1963. The Moine thrust zone in the Assynt region, northwest Scotland. Univ. Calif. Pub. Geol. Sci., 40 : 345-440.
- CHRISTIE, J.M., and GREEN, H.W., 1964. Several new slip mechanisms in quartz : Am. Geophys. Union Trans., 45 : 103.
- CHRISTIE, J.M., GRIGGS, D.T., and CARTER, N.L., 1964. Experimental evidence of basal slip in quartz. J. Geol., 72 : 734-756.
- CHRISTIE, J.M., and ARDELL, A.J., 1974. Substructures of deformation lamellae in quartz. Geology, 2 : 405-408.
- CLOOS, E., 1946 (réimprimé 1962). Lineation : a critical review and annotated bibliography. Geol. Soc. Am. Memoir n° 18. 122 p.
- COE, R.S., and PATERSON, M.S., 1969. The α - β inversion in quartz : a coherent phase transition under nonhydrostatic stress. J. Geophys. Res., 74 (20) : 4921-4948.
- COLCHEN, M., 1975. Les séries tibétaines. in Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de Nyi-Shang, Chap. IV. Ed. C.N.R.S. Paris : 67-97.
- COLLERSON, K.D., 1974. Descriptive microstructural terminology for high-grade metamorphic tectonites. Geol. Mag., 111 (4) : 313-318.
- COUFFON, O., 1922. L'industrie minérale en Anjou. II. Le schiste ardoisier : la revue de l'Anjou, 96 p., 3 fig.
- COWARD, M.P., 1976. Strain within ductile shear zones. Tectonophysics, 34 : 181-197.
- DAROT, M., 1973. Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda-Andalousie-Espagne). Thèse 3e cycle, Nantes, 120 p.
- DAROT, M. et BOUCHEZ, J.L., 1976. Study of directional data distributions from principal preferred orientation axes. J. Geol., 84 : 239-247.
- DEBAT, P., 1974. Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Trav. Lab. Géol. Univ. Sabatier, Toulouse, Thèse : 433 p.
- DEN TEX, E., 1975. Thermally mantled gneiss domes : the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement. Progress in Geodynamics, Roy. Netherlands Ac. Arts. Sc., Amsterdam, 62-79.
- EISBACHER, G.H., 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., 81 : 2009-2020.
- ETCHECOPAR, A., 1974. Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse Nantes, 135 p.
- FAIRBAIN, H.W., 1935. Structural petrology of the Clain River Syncline, Tweed, Ontario. Trans. Roy. Soc. Canada, 29 : 21-25.
- FONTEILLES, M. et GUITARD, G., 1968. L'effet de socle dans le métamorphisme. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 91 : 185-206.

- FLINN, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. Quart. J. Geol. Soc., 118 : 385-433.
- FOURMARIER, P., PELHATE, A. et AUVRAY, B., 1965. Schistosité et granitisation dans le synclorium de Laval et ses abords. Mém. Acad. roy. de Belgique, XXXV, 3, 60 p.
- GANSSE, A., 1964. Geology of the Himalayas. London, Intersci. Pub., 289 p.
- GOETZE, C., 1971. High-temperature rheology of Westerly Granite. Am. Geophys. Union, 76 : 1223-1230.
- GOETZE, C., 1975. Textural and microtextural systematics in olivine and quartz. EOS Trans., Am. Geophys. Union, 56 (6) : 455.
- GOETZE, C., and BRACE, W.F., 1972. Laboratory observations of high-temperature rheology of rocks. Tectonophysics, 13 : 583-600.
- GRAHAM, C.M., and ENGLAND, P., C., 1976. Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults : an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from southern California. Earth and Planet. Sci. Letters, 31 : 142-152.
- GREEN, H.W., GRIGGS, D.T., and CHRISTIE, J.M., 1970. Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates. in : Experimental and natural rock deformation, P. Paulitsch Volume, Springer-Verlag Ed. : 272-335.
- GREEN, H.W., and RADCLIFFE, S.V., 1972. The nature of deformation lamellae in silicates. Geol. Soc. Am. Bull., 83 : 847-852.
- GRIGGS, D.T., 1974. A model of hydrolytic weakening in quartz. J. Geophys. Res., 79 (11) : 1653-1661.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J., and HEARD, H.C., 1960. Deformation of rocks at 500° to 800°C. In Rock deformation. Griggs and Handin Ed., Geol. Soc. Am. Mem., 79 : 39-104.
- GRIGGS, D.T., and BLACIC, J.D., 1964. The strength of quartz in the ductile regime. Trans. Am. Geophys. Union, 45 : 102-103.
- GUEGUEN, Y., 1977. Dislocations in mantle peridotite nodules. Tectonophysics (sous-presse).
- HAMET, J., and ALLEGRE, C.J., 1972. Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr . Contrib. Mineral. Petrol., 34 : 251-257.
- HAMET, J., and ALLEGRE, C.J., 1976. Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France) : application of Rb^{87} - Sr^{87} systematics. Geol. Soc. Am. Bull., 87 : 1429-1442.
- HARA, I., TAKEDA, K., AND KIMURA, T., 1973. Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. J. Sci. Hiroshima Univ., 7 (1) : 1-11.
- HANSEN, E.C., and BORG, I.Y., 1962. The dynamic significance of deformation lamellae in quartz of a calcite-cemented sandstone. Am. J. Sci., 260 : 321-336.
- HEARD, H.C., and CARTER, N.L., 1968. Experimentally induced natural intragranular flow in quartz and quartzite. Am. J. Sci., 266 : 1-42.
- HOBBS, B.E., 1968. Recrystallization of single crystals of quartz. Tectonophysics, 6 : 353-401.

- HOBBS, B.E., McLAREN, A.C., and PATERSON, M.S., 1972. Plasticity of single crystals of synthetic quartz. In : Flow and fracture of rocks, the Griggs Vol., Am. Geophys. Union, 16 : 29-54.
- (HOBBS, B.E., MEANS, W.D., and WILLIAMS, P.F., 1976. An outline of structural geology. Wiley. Ed. Intern. 571 p.
- INGERSON, E., and TUTTLE, O.F., 1945. Relations of lamellae and crystallography of quartz and fabric directions of some deformed rocks Am. Geophys. Union Trans., 26 : 95-105.
- JAMISON, W.R., and SPANG, J.H., 1976. Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. Geol. Soc. Am. Bull., 87 : 868-872.
- JOHNSON, M.R.W., 1957. The structural petrology of the Moine Thrust zone in the Coulin Forest, western Ross : Geol. Soc. London Quart. Jour. 113 : 241-270.
- JONAS, J.J., HOLT, R.A., and COLEMAN, C.E., 1976. Plastic stability in tension and compression. Acta Metall., 24 : 911-918.
- KAMB, W.B., 1959. Theory of preferred orientation developed by crystallisation under stress. J. Geol., 67 : 153-170.
- KOHLSTEDT, D.L., GOETZE, C., DURHAM, W.B. and VANDER SANDE, J., 1976. New technique for decorating dislocation in olivine. Science, 191, 4231 : 1045-1046.
- LAUER, J.P., 1976. Isothermes profondes et "effets de socle". Bull. Soc. Géol. France. XVIII (5) : 1139-1149.
- LAURENT, P. (sous-presse). Strain analysis through a pluridecimeteric shear zone affecting a granodiorite. I - Structures, microstructures and fabrics. Tectonophysics.
- LAURENT, P. et ETCHECOPAR, A., 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le massif de Dora-Maira (Alpes Occidentales). Bull. Soc. Géol. France. XVIII, 6 : 1387-1353.
- LE CORRE, C., 1974a. La cristallinité des micas : applications zonéographiques et structurales dans un domaine épizonal armoricain. 2e Réunion annuelle Sc. Terre, Pont-à-Mousson, p. 248, en dépôt à la Soc. géol. Fr.
- LE CORRE, C., 1969. Contribution à l'étude géologique des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes. Thèse 3ème cycle. Orsay : 116p.
- LE CORRE, C., 1974b. L'anisotropie de texture des roches schisteuses. Méthode photométrique d'analyse. 2e Réunion annuelle des Sc. Terre. Nancy, p. 249.
- LE CORRE, C., 1975. Contrôle de l'influence du paramètre thermique dans la déformation synschisteuse, 3e Réunion annuelle Sc. Terre, Montpellier, p. 224. En dépôt à la Soc. géol. Fr.
- LE CORRE, C., 1977. La dissolution-recristallisation : un mécanisme dominant de la déformation du quartz dans la zone à schistosité : 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 307.
- LE FORT, P., 1975a. Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. Am. J. Sci., 75 : 1-44.
- LE FORT, P., 1975b. Modèle thermique de la subduction intracontinentale himalayenne. 2e Réunion annuelle Sc. Terre. Nancy, p. 253.

- LE PICHON, X., and HEIRTZLER, J.R., 1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading : J. Geophys. Res., 73 : 2101- 2117.
- LHOTE, F., LEYMARIE, P. et HETIER, J.M., 1969. Utilisation du diffractomètre de texture pour la détermination des orientations cristallines des roches microgrenues. Application à la texture de quelques laves du Massif Central. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. 92 : 299-307.
- LISTER, G.S., 1974. The theory of deformation fabrics. Ph. D. Australian National University. Australie. Non publié. 463 p.
- LUNARDI, L.F., and BAKER, D.W., 1975. Determination of movement direction and shear sense in deep-seated thrust zones from mylonites. EOS : Trans. Am. Geophys. Union, 56 (9) : 602.
- LUNARDI, L.F., and BAKER, D.W. - idem - Tectonophysics (sous-presse).
- Mc KENZIE, D.P., and SCLATER, 1971. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 24 : 437-528.
- McLAREN, A.C., RETCHFORD, J.A., GRIGGS, D.T., and CHRISTIE, J.M., 1967. Transmission electron microscopy study of Brazil twins and dislocations experimentally produced in natural quartz. Phys. Stat. Sol., 19 : 631-644.
- McLAREN, A.C., and RETCHFORD, J.A., 1969. Transmission electron microscopy study of dislocations in plastically deformed synthetic quartz. Phys. Status Solidi. 33 : 657-668.
- McLAREN, A.C., TURNER, R.G., BOLAND, J.N., and HOBBS, B.E., 1970. Dislocation structure of the deformation lamellae in synthetic quartz ; a study by electron and optical microscopy. Contr. Mineral. Petrol., 29 : 104-115.
- McLAREN, A.C., and HOBBS, B.E., 1972. Transmission electron microscopy investigation of some naturally deformed quartzites. In "Flow and Fracture of Rocks" The Griggs Volume. Geophys. Monogr. 16 : 55-66.
- MARJORIBANKS, R.W., 1976. The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. Tectonophysics, 32 : 269-293.
- MATTAUER, M., 1975. Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. Earth Planet. Sc. Letters, 28 : 144-154.
- MATTE, P., 1969. Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de la Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). C.R. Acad. Sci., Paris, 1841-1844.
- MILNES, A.G., 1971. Regional variations in quartz C-axis preferred orientations in the Central Alps. Nature : 231, 23 : 117-122.
- MILNES, A.G., and HAMBREY, M.J., 1976. A method of estimating approximate cumulative strains in glacier ice. Tectonophysics, 34 : T 23-T 27.
- MINSTER, J.B., JORDAN, T.M., MOLNAR, P., and HAINES, E., 1974. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 36 : 541-576.
- MITRA, S., 1976. A quantitative study of deformation mechanisms and finite strain in quartzites. Contrib. Mineral. Petrol. 59 : 203-226.
- MOLNAR, P., and TAPPONNIER, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. Science. 189 : 419-426.

- MOLNAR, P., CHEN, W.P., FITCH, T.J., TAPPONNIER, P., WARSI, W.E.K., and WU, F.T., 1977 : Structure and tectonics of the Himalaya : a brief summary of relevant geophysical observations. Colloques Internationaux du C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya.
- MUKHOPADHYAY, D., 1973. Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. *Tectonophysics*, 16 : 279-296.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F., and MERCIER, J.C., 1971. Textures, structures, and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, 12 : 55-86.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L. et BOUDIER, F., 1972. Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14 : 143-171.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., and BOULLIER, A.M., 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sci.*, 273 : 853-876.
- NICOLAS, A. et BOUDIER, F., 1975. Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics*, 25 : 233-260.
- NICOLAS, A., and POIRIER, J.P., 1976. Crystalline Plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Ed. Wiley-Interscience, Londres, 444p.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BLAISE, J. et POIRIER, J.P. (sous-presse). Geological aspects of plasticity in continental shear zones. *Tectonophysics*.
- PATERSON, M.S., 1969. Ductility of rocks. In *Physics of Strength and Plasticity*, A.S. Argon Ed., M.I.T. Press, Cambridge, Mass. : 377-392.
- PATERSON, M.S., and WEISS, L.E., 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72 : 841-882.
- PAULITSCH, P., 1964. Petrofabric results with a new X-ray universal stage. *Int. Geol. Congress*. New Delhi.
- PECHER, A., 1975. The Main Central Thrust of the Nepal Himalaya and the related metamorphism in the Modi-Khola cross-section (Annapurna range). *Himalayan Geology*, 5 : 115-131.
- PECHER, A., and BOUCHEZ, J.L., 1976. Microstructures and quartz preferred orientations in quartzites of the Annapurna area (Annapurna Range). *Himalayan Geology*, 6.
- PECHER, A., 1977. Geology of the Nepal Himalaya : deformation and petrography in the Main Central Thrust zone. Colloques internationaux du C.N.R.S. n° 268.
- PHILLIPS, F.C., 1937. A fabric study of Moine schistes and associated rocks : *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 93 : 581-616.
- POIRIER, J.P., and NICOLAS, A., 1975. Deformation induced recrystallisation by progressive misorientation of subgrain-boundaries, with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.*, 83 : 707-720.
- POIRIER, J.P., BOUCHEZ, J.L. et JONAS, J.J., 1977. Un modèle de croissance des zones de cisaillement. 5e Réunion annuelle Sc. Terre. Rennes, p. 386.

- RALEIGH, C.B., 1968. Mechanisms of plastic deformation of olivine. *J. Geophys. Res.*, 73/14 : 5391-5406.
- RAMSAY, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw-Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY, J.G., and GRAHAM, R.H., 1970. Strain variations in shear belts. *Can. J. of Earth. Sci.*, 7 : 786-813.
- REITAN, P.H., 1968a. Frictional heat during metamorphism : quantitative evaluation of concentration of heat generation in time *Lithos*, 1 : 151-163.
- REITAN, P.H., 1968b. Frictional heat during metamorphism : quantitative evaluation of concentration of heat generation in space. *Lithos*, 1 : 268-274.
- RIEKELS, L.M., and BAKER, D.W., 1977. The origin of the double maximum pattern of optic axes in quartzite mylonite. *Jour. Geol.*, 85 : 1-14.
- SANDER, B., 1930. in : "An introduction to the study of fabrics of geological bodies". Pergamon Ed., 641 p., 1970.
- SCHMID, E., and BOAS, I.W., 1950. Plasticity of crystals. E.A. Hughes and Co., London : 353 p.
- SHELLEY, D., 1971. Hypothesis to explain the preferred orientations of quartz and calcite produced during syntectonic recrystallization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 : 1943-1954.
- SIBSON, R.H., 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43 : 775-794.
- SPANG, J.H., 1972. Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83 : 467-472.
- SPRY, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Ed., 350 p.
- SYLVESTER, A.G. and CHRISTIE, J.M., 1968. The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J. Geol.*, 76 : 571-580.
- THAKUR, V.C., and TANDON, S.K., 1976. Significance of pebble and mineral lineation in the Chamba Syncline of Punjab Himalaya, Himachal Pradesh, India. *Geol. Mag.*, 113 (2) : 141-149.
- TAYLOR, G.I., 1938. Plastic strain in metals. *J. Inst. Metals*, 62 : 307-324.
- THONI, M., 1977. Metamorphic and structural evolution of Kulu area, especially in the inverted metamorphic sections. Colloques Internationaux du CNRS n° 268. Ecologie et Géologie de l'Himalaya.
- TOKSOZ, M.N., SLEEP, N.H. and SMITH, A.T., 1973. Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanisms of deep focus earthquakes, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 35 : 285-310.
- TULLIS, J.A., 1971. Preferred orientations in experimentally deformed quartzites. PhD. Thesis. U.C.L.A. 342 p.
- TULLIS, J.A., and TULLIS, T., 1972. Preferred orientation of quartz produced by mechanical Dauphiné twinning : thermodynamics and axial experiments. In : *Flow and Fracture of Rocks*. Geophys. Monogr. Series. 16 : 67-82.

- TULLIS, J.A., CHRISTIE, J.M., and GRIGGS, D.T., 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 : 297-314.
- TULLIS, J., 1975. Preferred orientations of quartzites deformed in plane strain. *EOS : Trans., Am. Geophys. Union*, 56(6) : 444.
- TURNER, F.J., 1957. Lineation, symmetry, and internal movement in monoclinic tectonite fabrics. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68 : 1-18.
- TURNER, F.J., 1962. "Compression" and "tension" axes determined from {0112} twinning in calcite. *J. Geophys. Res.*, V. 67 : 1660.
- TURNER, F.J., 1975. Biaxiality in relation to visible twinning in experimentally deformed calcite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53 : 241-252.
- TWISS, R.J., 1976. Some planar deformation features, slip systems, and submicroscopic structures in synthetic quartz. *J. Geol.*, 84 : 701-724.
- WEBER, C., 1973. Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XV : 252-259.
- WEVER, F., and SCHMID, W.E., 1929. Interpretation of deformation textures. *Mitt. K.W. Instit. Eisenforsch.*, 11 : 109.
- WHITE, S., 1973a. The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally deformed quartzites. *J. Mater. Sci.* 9 : 490-499.
- WHITE, S., 1973b. Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. *Nature*. 244 : 276-278.
- WILSON, C.J.L., 1973. The prograde microfabrics in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19 : 39-81.
- WILSON, C.J.L., 1975. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86 : 968-974.
- WOOSTER, W.A., WOOSTER, N., RYCROFT, J.L., and THOMAS, L.A., 1947. The control and elimination of electrical (Dauphiné) twinning in quartz : *Jour. Inst. Elec. Engineers (London)*, 94 : 927-938.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

I.1.	Déformation homogène.....	6
I.2.	Ellipse de la déformation.....	6
I.3.	Simulation de la déformation d'un agrégat plan.....	12
I.4.	Orientation de réseau d'un agrégat inclus dans une tâche d'oxydation.....	14
I.5.	Orientation de réseau dans une déformation croissante.....	14
I.6.	Simulation d'une orientation préférentielle d'axes C dans le quartz.....	16
I.7.	Désorientation entre sous-grains dans l'olivine.....	23
I.8.	La géométrie du pliage.....	23
I.9.	La cristallographie du quartz	27
I.10.	Diagramme (P,T) des principales phases de SiO ₂	27
I.11.	Evolution de l'orientation préférentielle du quartz avec (T, ε).....	30
II.1.	Carte géologique simplifiée de la région d'Angers.....	34
II.2.	Plis synschisteux d'axes parallèles à la linéation d'allongement.....	38
II.3.	Plis de Beaurepaire et linéation dans l'orthogneiss d'Angers.....	38
II.4.	Diagramme d'orientation des structures.....	38
II.5.	Les marqueurs de la déformation.....	42
II.6.	Echantillonnage du gradient de déformation.....	42
II.7.	Microstructures illustrant le gradient de déformation.....	44
II.8.	Orientations d'axe C des porphyroclastes dans le gradient de déformation...	48
II.9.	Orientations d'axe C des grains de la matrice dans le gradient de déformation	49
II.10.	Diagrammes en rose de la trace des plans basaux en section XZ.....	50
II.11.	Les lamelles de déformation.....	53
II.12.	Schéma des sous-structures observées dans les porphyroclastes.....	54
II.13.	Orientations des plans de la sous-structure.....	56
II.14.	Orientations d'axe C en fonction de l'allongement des grains.....	58
II.15.	Les porphyroclastes particuliers.....	60
II.16.	Désorientation totale d'axe C dans les grains globuleux.....	61
II.17.	Orientations d'axe C des porphyroclastes particuliers.....	62
II.18.	Etude préliminaire comparée en microscopie électronique.....	64
II.19.	Illustration de quelques paysages en microscopie électronique.....	65
II.20.	Orientation d'axe C du quartz dans l'orthogneiss.....	70
II.21.	Développement des couronnes croisées.....	70
II.22.	Bloc diagramme semi-interprétatif de la faille ductile d'Angers.....	75

III.1.	Situation du Grand Chevauchement Central himalayaen (M.C.T.).....	78
III.2.	Coupes du M.C.T. au niveau du Népal Central.....	81
III.3.	Estimation de la déformation finie dans les domaines à porphyroclastes..	83
III.4.	Les microstructures dans les domaines I,II,III et V.....	83
III.5.	Le domaine des microstructures détritiques préservées (I).....	84
III.6.	Le domaine des microstructures à reliques porphyroclastiques (II).....	86
III.7.	Le domaine des microstructures en mosaïque allongée (III).....	90
III.8.	Le domaine des microstructures à rubans (IV).....	91
III.9.	Le domaine des microstructures à croissance exagérée (V).....	93
III.10.	Carte des microstructures.....	95
III.11.	Les sous-joints dans le domaine des microstructures en mosaïque.....	95
III.12.	Microstructure et sous-joints dans les rubans.....	102
III.13.	Les orientations préférentielles dans les rubans.....	103
III.14.	Les orientations préférentielles d'axes <a>	105
III.15.	Statistique des obliquités de réseau dans les domaines III et IV.....	109
IV.1.	Schémas structuraux de la zone de Maydan.....	113
IV.2.	Structures de terrain dans la zone de Maydan.....	114
IV.3.	La coupe de Katasang.....	115
IV.4.	Plans de débit ouverts subperpendiculaires à la linéation majeure.....	115
IV.5.	Diagrammes des foliations et des linéations majeures dans la zone de Maydan.....	117
IV.6.	Fentes de tension à remplissage leucogranitique.....	120
IV.7.	Les microstructures dans les quartzites de la zone de Maydan.....	121
IV.8.	Orientations des axes C et des sous-joints.....	123
IV.9.	Pli d'axe "a".....	125
IV.10.	Diagramme en petits cercles dans un quartzite déformé expérimentalement.	125
IV.11.	Carte des sens de cisaillement dans la zone de Maydan.....	127
IV.12.	Schémas cinématiques de la zone de Maydan.....	128
V.1.	Conditions géométriques du modèle thermique de zone ductile.....	133
V.2.	Evolution des isothermes dans le temps, pour une plaque chaude chevauchant une plaque froide.....	133
V.3.	Les paramètres de la zone ductile.....	137
V.4.	Loi d'écoulement dans la zone ductile en fonction de la déformation.....	137
V.5.	Etude des variations du gradient de déformation et de ses dérivées avec la déformation.....	139
V.6.	Choix des paramètres K, γ_0 de la loi de déformation.....	139
V.7.	Croissance d'une zone ductile pour différents choix de ΔK	143
V.8.	Relation ϕ/θ dans une zone de cisaillement.....	145

V.9.	Effet d'une composante irrotationnelle sur θ	145
V.10.	Simulation d'une zone de cisaillement centimétrique.....	145
V.11.	Organigramme du programme d'application du modèle.....	151
VI.1.	Les diagrammes d'axes C.....	157
VI.2.	Coupe de la Montagne Noire.....	161
VI.3.	Carte géologique simplifiée de la Montagne Noire.....	161
VI.4.	Structures de l'extrémité orientale de la Montagne Noire.....	162
VI.5.	Analyse des distributions des éléments structuraux en Montagne Noire orientale.....	164
VI.6.	Modèle synthétique de zone ductile.....	164

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I - METHODES ET TRAVAUX DE REFERENCE.....	5
I.1. Déformation et analyse cinématique.....	5
I.1.1. Déformation homogène.....	7
I.1.2. Déformation homogène d'un solide isotrope.....	7
I.1.3. Quantité de déformation ; déformation progressive.....	8
I.1.4. La notion d'écoulement dans les tectonites.....	10
I.1.5. Solide stratifié soumis à un effort.....	10
I.1.6. Déformation d'un agrégat : orientations préférentielles.	11
I.1.6.1. Simulation de la déformation d'un agrégat plan (ETCHECOPAR, 1974).....	13
I.1.6.2. Agrégat de quartz inclus dans une tâche d'oxydation.....	13
I.1.6.3. Déformation expérimentale progressive d'un agrégat.....	13
I.1.6.4. Déformation d'un agrégat : modèle métallurgique macroscopique.....	15
I.1.7. De la structure de l'agrégat à la cinématique.....	16
I.2. Microstructure et orientation préférentielle de réseau.....	18
I.3. Sous-structure visible au microscope optique.....	20
I.3.1. Les lamelles de déformation.....	20
I.3.2. Les bandes de pliage et les sous-grains de polygonisa- tion.....	22
I.3.3. Les mâcles.....	24
I.4. La sous-structure en microscopie électronique.....	25
I.5. Traitement automatique des données directionnelles.....	26
I.6. Principaux travaux sur la déformation du quartz.....	26
I.6.1. Généralités.....	26
I.6.2. Les systèmes de glissement.....	27
I.6.3. Les mâcles mécaniques.....	28
I.6.4. Les expériences de Tullis.....	29
I.6.5. Principaux travaux sur les tectonites à quartz.....	31

CHAPITRE II - L'AXE DUCTILE D'ANGERS.....	33
II.1. Etude géologique.....	35
II.1.1. Cadre régional.....	35
II.1.2. Données structurales de terrain.....	35
II.1.2.1. La schistosité ardoisière.....	36
II.1.2.2. Les plis synschisteux.....	36
II.1.2.3. La foliation.....	36
II.1.2.4. La linéation d'allongement.....	37
II.1.2.5. La linéation de microplis.....	39
II.1.2.6. Autres structures.....	39
II.1.3. Déformation et métamorphisme.....	39
II.1.3.1. Gradient de déformation.....	40
II.1.3.2. Gradient thermique.....	40
II.2. Déformation plastique progressive des grès-quartzites.....	41
II.2.1. Estimation de la déformation finie.....	41
II.2.2. Microstructures et orientations préférentielles d'axe C.....	47
II.2.2.1. La matrice.....	47
II.2.2.2. Orientations préférentielles d'axe C.....	47
II.2.3. Sous-structure visible optiquement dans les porphyro-	
clastes.....	51
II.2.3.1. Les lamelles de déformation.....	52
II.2.3.2. Les sous-grains de polygonisation et les	
pliages.....	55
II.2.4. Les différents types de porphyroclastes.....	57
II.2.4.1. Les porphyroclastes communs.....	59
II.2.4.2. Les porphyroclastes globuleux.....	59
II.2.4.3. Les porphyroclastes tabulaires.....	59
II.2.4.4. Les porphyroclastes en ruban.....	63
II.2.4.5. Etude préliminaire comparée en microscopie	
électronique.....	63
II.3. Interprétation des observations.....	66
II.3.1. Les mécanismes de la déformation dans les grès-	
quartzites.....	66
II.3.1.1. Interprétation de la sous-structure : la	
direction de glissement.....	66
II.3.1.2. Le plan de glissement.....	67
II.3.1.3. Autres systèmes de glissement : les grains	
en ruban.....	68
II.3.1.4. Développement de l'orientation préférentielle :	
les couronnes croisées.....	69

II.3.2. Le régime de l'écoulement.....	71
II.3.3. Cinématique de l'axe ductile d'Angers.....	72
II.3.3.1. Le domaine à schistosité "plate".....	73
II.3.3.2. Perspectives.....	74
CHAPITRE III - LE GRAND CHEVAUCHEMENT CENTRAL HIMALAYEN.....	77
III.1. Cadre géologique.....	77
III.1.1. Généralités.....	77
III.1.2. Lithostratigraphie.....	79
III.1.3. Données structurales de terrain.....	80
III.1.4. Contexte thermique.....	85
III.2. Evolution des microstructures dans les niveaux à quartz.....	85
III.2.1. Microstructures détritiques préservées.....	85
III.2.2. Microstructures à reliques porphyroclastiques.....	88
III.2.3. Microstructures en mosaïque allongée.....	89
III.2.4. Microstructures à rubans.....	92
III.2.5. Microstructures à croissance exagérée.....	92
III.2.6. Variation longitudinale des domaines microstructuraux.....	94
III.3. Evolution des orientations préférentielles d'axe C.....	96
III.3.1. Orientations préférentielles dans les domaines I et II	
III.3.2. Orientations préférentielles dans les domaines III et	
IV.....	96
III.3.3. Orientations préférentielles dans le domaine V.....	98
III.4. Interprétation des couronnes d'axe C.....	98
III.4.1. Description de la sous-structure optique.....	98
III.4.2. Orientation préférentielle de la sous-structure.....	99
III.4.3. Interprétation cinématique de la sous-structure.....	100
III.4.4. Les orientations préférentielles d'axes < a >.....	101
III.4.5. Relation avec le cisaillement.....	101
III.4.6. Interprétation des couronnes d'axe C.....	104
III.5. Conclusions.....	106
III.5.1. Orientations préférentielles et microstructures.....	106
III.5.1.1. Les domaines à porphyroclastes.....	106
III.5.1.2. Les domaines recristallisés.....	107
III.5.2. Statistique des obliquités de réseau.....	108

CHAPITRE IV - LA ZONE DUCTILE DE MAYDAN.....	111
IV.1. Cadre géologique.....	111
IV.1.1. Généralités.....	111
IV.1.2. Données structurales de terrain.....	112
IV.1.3. Métamorphisme, mobilisation et granitisation.....	118
IV.2. Etudes des niveaux à quartz.....	119
IV.2.1. Les microstructures.....	119
IV.2.2. Orientations préférentielles des axes C et des sous-joints.....	122
IV.3. Interprétation cinématique.....	124
IV.3.1. La carte des cisaillements dans la zone de Maydan....	126
IV.3.2. Cinématique d'ensemble.....	126
CHAPITRE V - RELATION ENTRE DEFORMATION ET METAMORPHISME DANS LES ZONES DUCTILES ; UN MODELE D'INITIATION ET DE CROISSANCE DE CES ZONES.....	131
V.1. Relation entre déformation et métamorphisme dans les zones ductiles.....	131
V.1.1. Les zones ductiles de décrochement.....	131
V.1.2. Les chevauchements majeurs.....	135
V.2. Un modèle d'initiation et de croissance des zones ductiles.....	136
V.2.1. Analyse du problème.....	136
V.2.1.1. Généralités.....	136
V.2.1.2. La loi d'écoulement.....	136
V.2.1.3. Principe du calcul.....	138
V.2.2. Les paramètres de la loi d'écoulement.....	140
V.2.2.1. La loi d'écoulement.....	140
V.2.2.2. Introduction des données thermiques.....	140
V.2.3. Organigramme du programme d'application.....	140
V.2.4. Application du modèle.....	141
V.2.4.1. Choix des paramètres de l'écoulement et de la vitesse de cisaillement.....	141
V.2.4.2. Initiation et croissance d'une zone ductile...	141
V.2.3.3. Origine du défaut ΔK	144
ANNEXE du paragraphe V.2.1.3.....	147
CHAPITRE VI - CONCLUSIONS ; UN MODELE DE ZONE DUCTILE.....	153
VI.1. Le quartz.....	153
VI.1.1. Les mécanismes de glissement intracristallin.....	153
VI.1.2. Les diagrammes d'axes C.....	155

VI.2. Les zones ductiles.....	159
VI.2.1. Caractères structuraux de la Montagne Noire.....	159
VI.2.2. Un modèle général de zone ductile.....	165